

**ETUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS
SUR UNE SEQUENCE DE SOL ARGILEUX
DE LA BASSE VALLEE DE LA MEJERDAH**

(SECTEUR D'EL HABIBIA)

RAPPORT DE LA CAMPAGNE DE MESURES 1983

1ÈRE PARTIE : CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE

**Par : J. P. MONTOROI, Pédologue à l'O.R.S.T.O.M.
avec la collaboration Technique de F. DAOUD BEN JEDIDI (Septembre 1984)**

E-S 213

ETUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS
SUR UNE SEQUENCE DE SOL ARGILEUX
DE LA BASSE VALLEE DE LA MEJERDAH
(SECTEUR D'EL HABIBIA)

RAPPORT DE LA CAMPAGNE DE MESURES 1983

1ÈRE PARTIE : CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE

par J.P. MONTOROI, pédologue à l'ORSTOM (septembre 1984)
avec la collaboration technique de F. DAOUD BEN JEDIDI

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
LES CONDITIONS EXPERIMENTALES	4
CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE LA STATION ST0	
1 - <i>RESULTATS EXPERIMENTAUX</i>	
1.1 Evolution dans le temps de la teneur en eau et de la charge hydraulique	7
1.2 Profils hydriques et profils de charge hydraulique	12
2 - <i>ANALYSE DES RESULTATS</i>	
2.1 La mesure de la succion	17
2.2 Evaluation du stock d'eau	27
2.3 Détermination des flux hydriques	30
2.4 La conductivité hydraulique	43
CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES AUTRES STATIONS	
1 - <i>MISE AU POINT SUR L'ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS</i>	48
2 - <i>RESULTATS EXPERIMENTAUX</i>	
2.1 Evolution dans le temps de la teneur en eau volumique, sur les stations ST1, ST2 et ST3	50
2.2 Profils hydriques et profils de charge hydraulique	58
2.3 Localisation de la nappe phréatique	61
3 - <i>ANALYSE DES RESULTATS</i>	
3.1 Relation $h(\theta)$	66
3.2 Relation $K(\theta)$	66
3.3 Difficulté de mettre en évidence un écoulement latéral de l'eau	73
3.4 Bilan hydrique	75
CONCLUSION	80

INTRODUCTION

Caractériser la dynamique de l'eau d'un sol non saturé sous-entend, d'une façon générale, établir deux relations essentielles :

- la relation $h(\theta)$ entre la pression effective de l'eau (potentiel matriciel ou de succion) et le volume d'eau existant dans un volume unitaire de sol (humidité volumique).
- la relation $k(\theta)$ entre la conductivité hydraulique et l'humidité volumique.

S'appuyant sur des hypothèses simplificatrices (homogénéité et rigidité du milieu, écoulement unidimensionnel...); des lois physiques explicitent la direction et l'importance des transferts hydriques dans la zone non saturée et permettent le calcul de ces relations, dont on précisera plus loin la signification concrète.

La première est aisément obtenue à l'aide des données de la neutro-tensiométrie. La seconde nécessite des calculs plus élaborés selon la procédure utilisée sur le terrain. Il s'agit de deux méthodologies complémentaires et largement employées ces dernières années, d'une part la méthode du drainage interne et d'autre part la méthode du plan de flux ou du bilan naturel (VACHAUD et al., 1978).

On a choisj cette dernière pour plusieurs raisons :

- elle est bien adaptée à de longues périodes de dessèchement continu. Les variations de stocks hydriques sont suffisamment importantes pour être calculées avec une assez bonne précision (DAUDET, VACHAUD, 1977).
- elle permet la détermination directe du bilan hydrique sur sol nu ou cultivé (sous certaines réserves).
- elle est préférable sur sols lourds, peu drainants (VACHAUD et al., 1978).

Nous expliciterons dans le détail les différentes étapes permettant d'obtenir les relations $h(\theta)$ et $k(\theta)$ sur la station ST0, puis nous essaierons d'aborder leur variabilité spatiale à l'échelle de la parcelle, en analysant les informations recueillies sur les trois autres stations.

LES CONDITIONS EXPERIMENTALES

Les mesures sur le terrain ont été pratiquées dans deux situations particulières,

- d'une part, en conditions naturelles pendant 5 mois et demi (début février à mi-juin) sur sol cultivé,
- d'autre part, sous irrigation pendant 3 mois (mi-juin à mi-septembre), d'abord sur sol nu puis sur sol cultivé.

* Conditions naturelles (C.N.)

Aux pluies du 1 et 2 mars 1983 (46 mm), a succédé une longue période sans précipitations (du 3/3 au 13/6) quasi ininterrompue, si ce n'est une petite ondée (10 mm) le 16 mars. Sa durée est de 103 jours (soit 2470 heures).

L'orge, semée début novembre (le 10/11) sur toute la parcelle (y compris les stations), a levé quinze jours plus tard et est restée à ce stade durant les mois de décembre et janvier. Après la période de montaison qui s'est manifestée au cours du mois de mars, l'épiaison est apparue début avril. La récolte s'est faite le 10/6.

* Irrigation (IRR.)

Durant la période des observations, on a procédé à 6 apports d'eau selon un calendrier irrégulier (bonne volonté du propriétaire, disponibilité en eau d'irrigation dépendant de la mise de fonds engagée avant chaque demande).

Tableau 1 Calendrier des irrigations

Phase d'humectation (irrigation)				Phase de dessèchement***	
Date	Durée (heures)	Volume d'eau apporté		Période	Durée (jours)
		m ³	mm		
13, 14, 15/6	8 (3x)	288(3x)	144(3x)	15/6 au 4/7*	19
4/7	8	288	144	4/7 au 21/7*	17
21/7**	4	144	72	21/7 au 26/7	5
26/7	5	180	90	26/7 au 11/8*	16
11/8	10	360	180	11/8 au 31/8	20
31/8	10	360	180	31/8 au 15/9*	15

* Périodes effectivement suivies sur le terrain-

** Irrigation partielle au niveau des stations ST0 et ST3

*** Equivaut à "phase de redistribution avec évaporation ou évapo-transpiration".

Avant le début des irrigations, la parcelle, alors recouverte de chaumes, est profondément desséchée et entaillée par de nombreuses fentes de retrait. Celles-ci, d'après des observations directes, peuvent atteindre, pour les plus larges, 3 à 4 cm en surface et environ 0,5 cm à 1 m de profondeur. Ce réseau de macro-fentes délimite des volumes de sol irréguliers de forme et de taille variables en surface, à l'intérieur desquels se ramifient des fentes de plus en plus petites.

La première irrigation (13/6) a été pratiquée par submersion à partir d'un canal d'amenée débouchant dans la partie haute de la parcelle. L'eau s'est alors infiltrée par les plus grosses fentes, au lieu de ruisseler en surface et a circulé à travers le réseau de fentes dans le sens de la pente. Le débit de l'eau arrivant sur la parcelle est régulier et plus important que celui de l'eau cheminant dans le sol : aussi les fentes, se sont-elles remplies au fur et à mesure de l'avancée de l'humectation. L'engorgement

permanent de cette macroporosité, durant toute la période d'irrigation, a permis la réhumectation progressive de la matrice. Celle-ci a été très lente, car après 8 h d'irrigation, le tiers seulement de la surface à irriguer était réhumectée au voisinage de la saturation. C'est pourquoi les 2 jours suivants (14 et 15/6) on a procédé au même apport.

Cette surface irriguée pour notre étude ne représente pas l'ensemble de la parcelle mais une bande de terrain dont la largeur correspond à la moitié de la distance inter-drains. Sa superficie est de 0,2 ha (130 x 15 m).

Au cours de ces apports successifs on a pu nettement suivre sur le terrain la progression de l'humectation en surface et dans les fentes de retrait. Celles-ci, par suite du gonflement du matériau saturé, se sont refermées en laissant en surface une trace diffuse de leur présence antérieure.

Les journées suivantes, le reste de la parcelle a été irrigué de proche en proche, selon le même schéma. Après la période de ressuyage, le sol a été grossièrement retourné (le 30/6) à l'aide d'une charrue à disques, quadrillant la parcelle de long en large afin de faciliter son aménagement pour l'irrigation à la raie. Des bandes de terrain régulières, limitées dans leur longueur par les canaux d'alimentation en eau, sont griffées de canaux parallèles entre eux et perpendiculaires à la ligne de pente.

Entre ces derniers, du maïs a été semé à la volée, et le 15 juillet, la levée des premières plantules a été observée. Au niveau des stations il n'a pas été possible de semer correctement ce maïs.

Durant la période de dessèchement allant du 4/7 au 21/7, la parcelle est donc restée nue. Ensuite le couvert végétal s'est développé, mais de façon plus chétive aux emplacements des stations. Un semi moins dense et un travail du sol moins profond (à cause des appareils de mesure) ont contribué à créer cette hétérogénéité. La durée assez courte (environ 15 jours) entre les irrigations n'a pas permis l'installation d'un réseau trop développé de macrofentes. Seules quelques-unes sont apparues en surface après plusieurs jours, sans beaucoup évoluer ensuite.

CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE LA STATION STO

1 - RESULTATS EXPERIMENTAUX

1.1 Evolution dans le temps de la teneur en eau et de la charge hydraulique

Les résultats de la neutro-tensiométrie sont rassemblés sous la forme de 2 graphiques $\theta_z(t)$ et $H_z(t)$ (Fig. 1 et 2), qui montrent explicitement la variation de la teneur en eau volumique θ et de la charge hydraulique H en fonction du temps à des profondeurs données. On indique également la pluviométrie et les apports d'eau par irrigation.

On peut faire les remarques suivantes :

* en conditions naturelles (du 3/3 au 13/6)
.....

- le dessèchement du sol, au cours de cette très longue période se manifeste sur une grande profondeur (environ 1,80 m en 3 mois).

- sitôt l'arrêt des pluies, θ et H évoluent très vite en surface (< 50 cm). La pluie du 17/6 perturbe légèrement ce processus, qui reprend avec la même régularité.

On retrouve cette variation brutale dans les niveaux inférieurs après un certain temps, d'autant plus long que la profondeur augmente.

- les teneurs en eau à 160 cm sont indiquées mais l'étalonnage neutronique à ce niveau reste peu précis.

- les faibles valeurs de θ sont également à considérer avec une certaine prudence. Elles intéressent surtout les horizons de surface, présentant des fentes de retrait plus ou moins développées, qui peuvent biaiser les comptages neutroniques. On s'attachera donc à l'évolution des variations d'humidité plutôt qu'à celle des valeurs absolues de ces humidités.

Fig.1- Evolution dans le temps de la teneur en eau à différentes cotes - Station STO

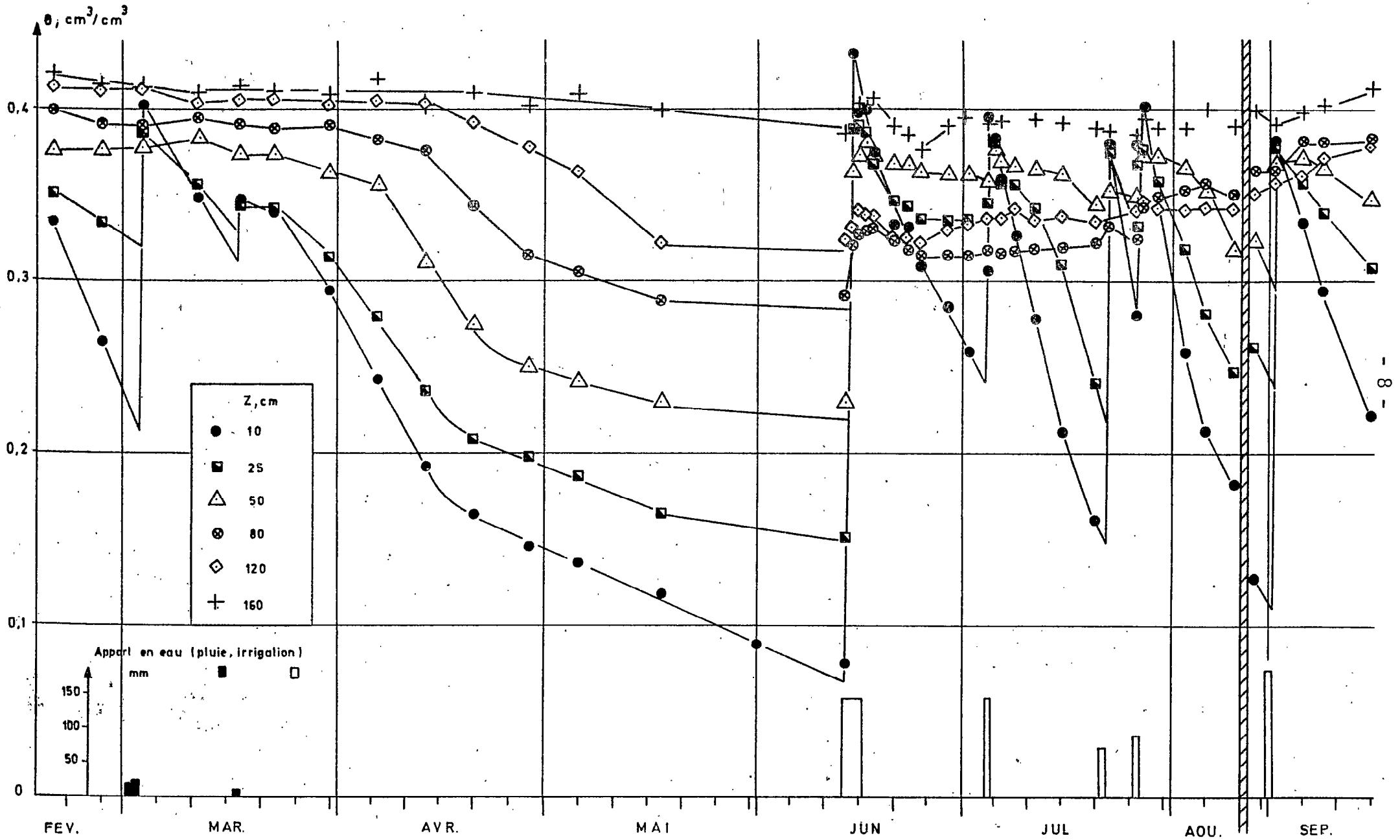
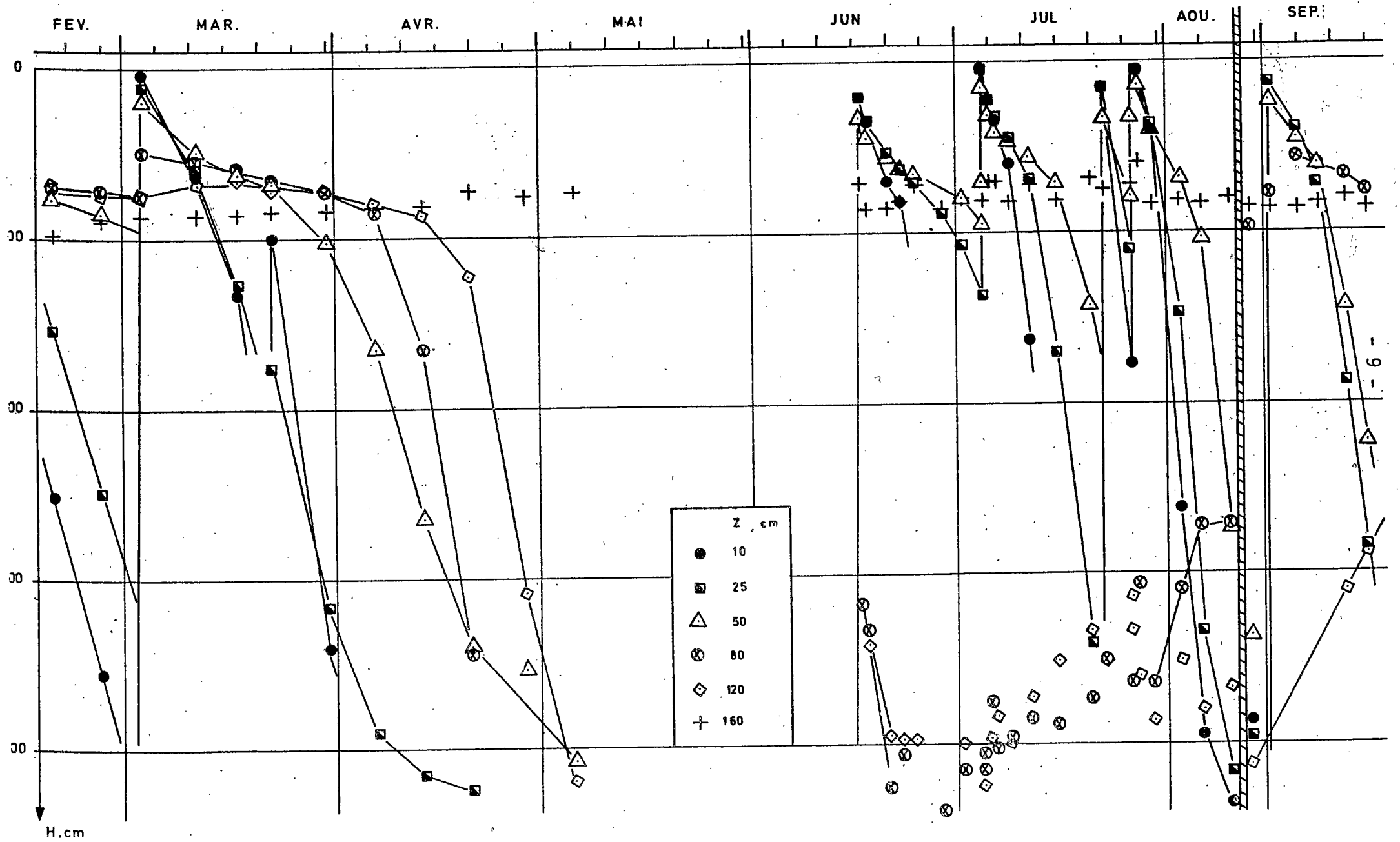


Fig. 2. Evolution dans le temps de la charge hydraulique à différentes cotes - Station STO



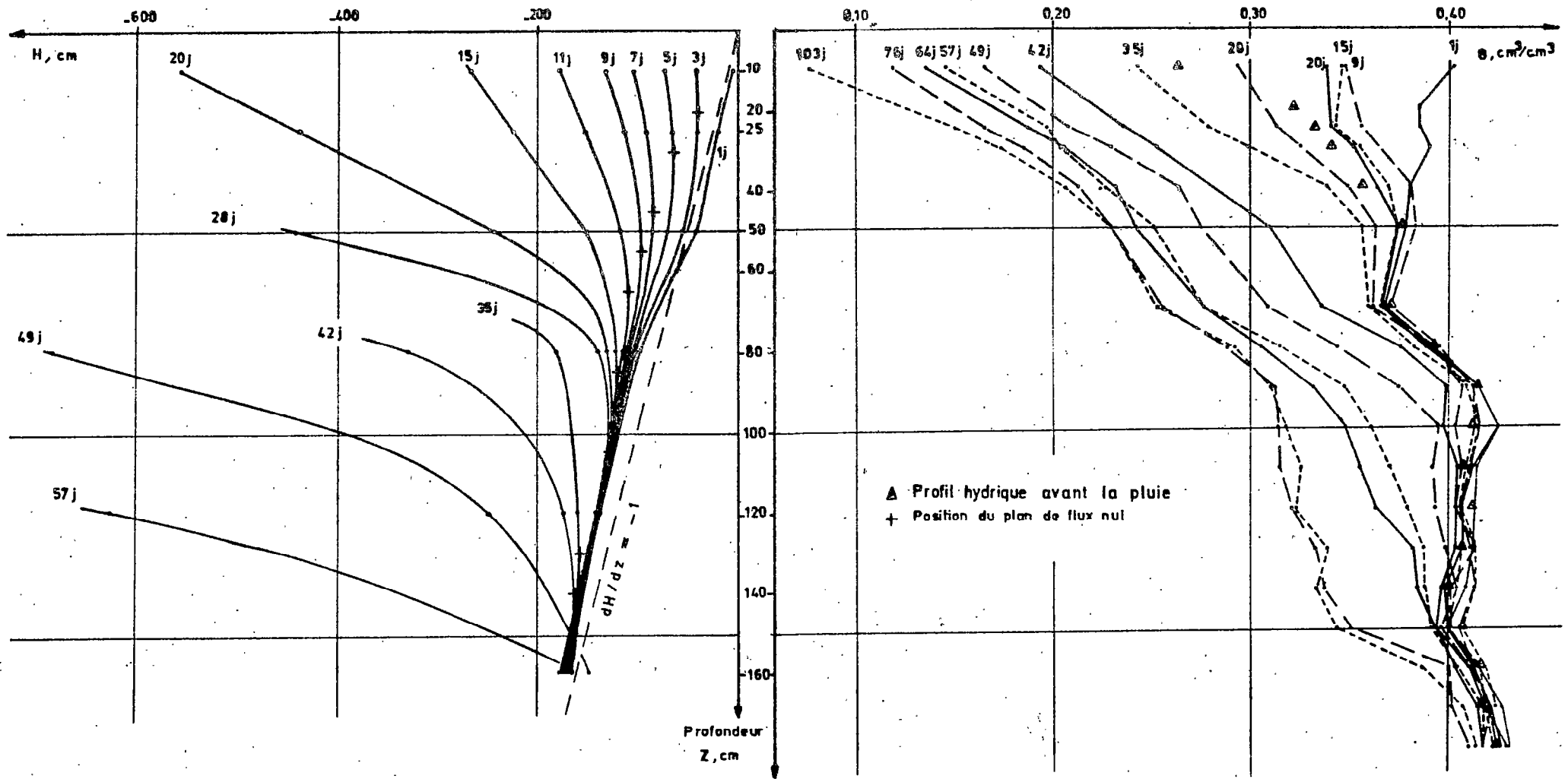


Fig.3 - Evolution dans le temps des profils hydriques et des profils de charge hydraulique correspondants aux figures 1 et 2

Période du 3_3 au 13_6_1983 (conditions naturelles) - Station STO

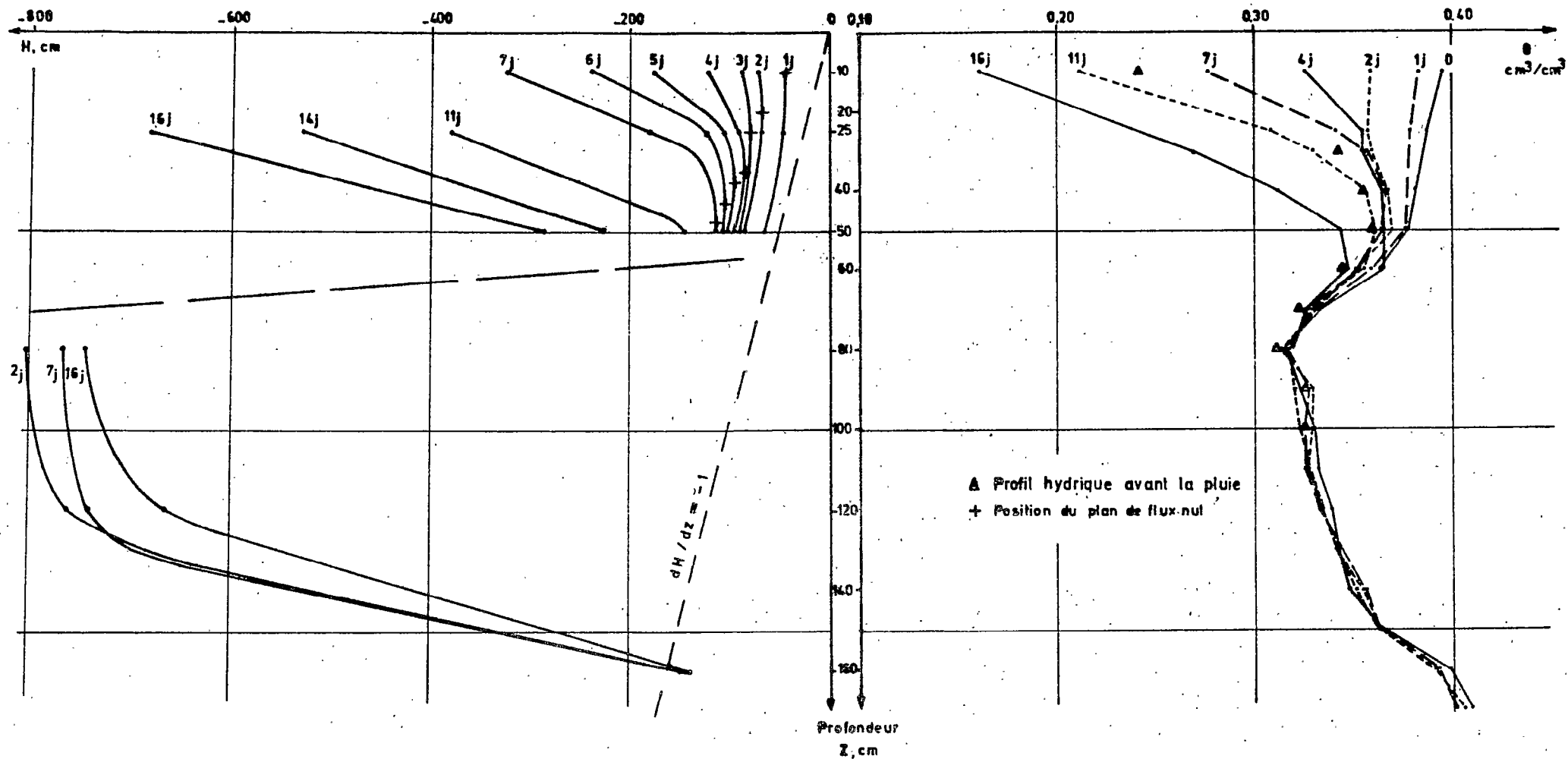


Fig.4 - Evolution dans le temps des profils hydriques et des profils de charge hydraulique correspondants aux figures 1 et 2

Période du 4.7 au 20.7.1983 (Irrigation) - Station STO

- les courbes $\theta_z(t)$ montrent l'existence de deux vitesses de dessèchement. Le ralentissement de ce processus s'opère d'abord en surface puis se produit dans les horizons inférieurs en se décalant dans le temps.

Compte tenu du décrochage de tous les tensiomètres au bout de 2 mois et de ce qui précède, on tiendra compte surtout des mesures faites au cours de la période allant du 3/3 au 30/4.

* en irrigation (du 13/6 au 15/9)
.....

- les horizons supérieurs sont resaturés après chaque irrigation.

- à partir de 80 cm, la resaturation n'a presque pas lieu ou reste partielle. Cependant après chaque irrigation, elle devient de plus en plus effective.

On devrait arriver à ce qu'elle soit complète en continuant ces apports d'eau ou à la faveur des pluies automnales.

- après la 1ère irrigation, les tensiomètres supérieurs ont répondu normalement, tandis que ceux situés à 80 et 120 cm ont d'emblée marqué des valeurs élevées du potentiel de l'eau (charge hydraulique). Celui-ci évolue progressivement au cours des irrigations suivantes et atteint (notamment à 80 cm) des valeurs que l'on rencontre souvent en conditions naturelles après une pluie.

L'évolution de θ et de H étant assez similaire au cours de chacune des phases de dessèchement, on s'intéressera par la suite plus particulièrement à la période allant du 4/7 au 21/7.

1.2. Profils hydriques et profils de charge hydraulique

Les données précédentes sont reprises sous forme de profils hydriques $\theta_t(z)$ et de profils de charge hydraulique $H_t(z)$ (Fig. 3 et 4), permettant de suivre à différents instants l'évolution de la teneur en eau et de la charge hydraulique sur l'ensemble du profil. La cinétique du processus de dessèchement en est perçue différemment.

L'analyse des profils hydriques et des profils de charge hydraulique fait ressortir les points suivants :

◇ Dans les 50 premiers centimètres, la teneur en eau diminue rapidement, tandis qu'elle reste longtemps (environ 20 jours) inchangée en profondeur (intervalle de variation $\pm 0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). On note ensuite une variation significative de l'humidité en descendant vers la base du profil : ceci pourrait s'apparenter à l'évolution dans le temps d'"un front de dessèchement", qui est à rapprocher de celle du "front d'évapo-(transpi)ration" déterminé par la cote du plan de flux nul.

Les positions approximatives de ces 2 fronts, à un même instant, montrent qu'il n'y a pas coïncidence (à 28 jours, ils se situent respectivement à 70 cm et 105 cm). On peut attribuer ce décalage à deux effets possibles :

Les domaines d'influence du tensiomètre et de la sonde à neutrons sont différents (VACHAUD et al., 1978). Le tensiomètre donne une mesure quasi "ponctuelle" de la pression effective de l'eau et répond rapidement à de faibles variations de l'humidité.

La sphère d'influence de la sonde à neutrons, dont le volume se modifie avec la teneur en eau du milieu, est beaucoup plus importante (20 à 40 cm de diamètre). On peut déceler, par les comptages, des variations de l'humidité lorsque le nombre d'atomes d'hydrogène varie suffisamment dans tout le volume et particulièrement au voisinage de la source émettrice. Si le milieu est très peu conductible hydrauliquement, ces variations seront d'autant moins bien perçues. De plus en milieu argileux, les mesures neutroniques sont assez peu précises, car divers facteurs influencent l'étalonnage (VALLES, 1982).

La mesure neutronique ne tient pas compte du gradient d'humidité qui peut exister à l'intérieur de la sphère d'influence. En effet la courbe d'étalonnage suppose que la teneur en eau varie peu dans le domaine d'influence (VACHAUD et al., 1978).

◇ En conditions naturelles, les tensiomètres ont atteints leur limite de fonctionnement après 2 mois d'utilisation (mars-avril). Ils n'ont pas pu donner d'indications sur l'évolution du plan de flux nul jusqu'à la nappe phréatique.

On visualise cependant mieux l'épaisseur de sol affectée par le dessèchement, en conditions naturelles, et la réhumectation partielle du profil, en irrigation.

A un instant déterminé, le profil de charge renseigne sur le sens d'écoulement de l'eau, en admettant que celui-ci se fasse selon un axe vertical (orienté positivement vers le bas).

- si le gradient de charge hydraulique dH/dz est positif, l'écoulement se fera vers le haut du profil (flux négatif ou flux évaporatif).

- s'il est négatif, on aura un écoulement vers le bas (flux positif ou flux drainant).

- par continuité, dans la zone où le gradient est nul, il n'y a pas d'écoulement d'eau (flux nul).

Le plan de flux nul, ainsi défini, correspond à un maximum ou à un minimum sur le profil de charge (VACHAUD et al., 1978).

En présence d'un plan de flux nul, il y a donc séparation entre une zone soumise à l'évapo(transpi)ration vers l'atmosphère et une zone soumise à la percolation des eaux en profondeur.

La cote de ce plan, notée z_0 et déterminée à partir des courbes $H_t(z)$ (Fig. 3 et 4), augmente avec le temps. On trouvera, figure 5, l'évolution dans le temps de cette cote en conditions naturelles et en irrigation.

- dans le premier cas, on a pu aisément repérer le plan de flux nul jusqu'à 1,10 m (au bout de 28 jours) et de manière plus imprécise jusqu'à 1,50 m (plus de 40 jours). La zone soumise à l'évapotranspiration est de plus en plus importante (DAUDET, VACHAUD, 1977). Durant les 28 premiers jours, le gradient de charge hydraulique est voisin de -1 à partir de 80 cm : l'écoulement est quasiment gravitaire. Cependant les très faibles variations de l'humidité, enregistrées sous le plan de flux nul, laisseraient supposer qu'il est très lent et que le matériau à ce niveau présente une porosité réduite ou tortueuse limitant le cheminement de l'eau.

- dans le second cas, on observe un plan de flux nul seulement jusqu'à 50 cm (au bout de 7 jours). Cependant l'évolution de sa cote est plus rapide, car la demande climatique étant plus importante à cette époque, le processus évaporatoire se manifeste plus intensément.

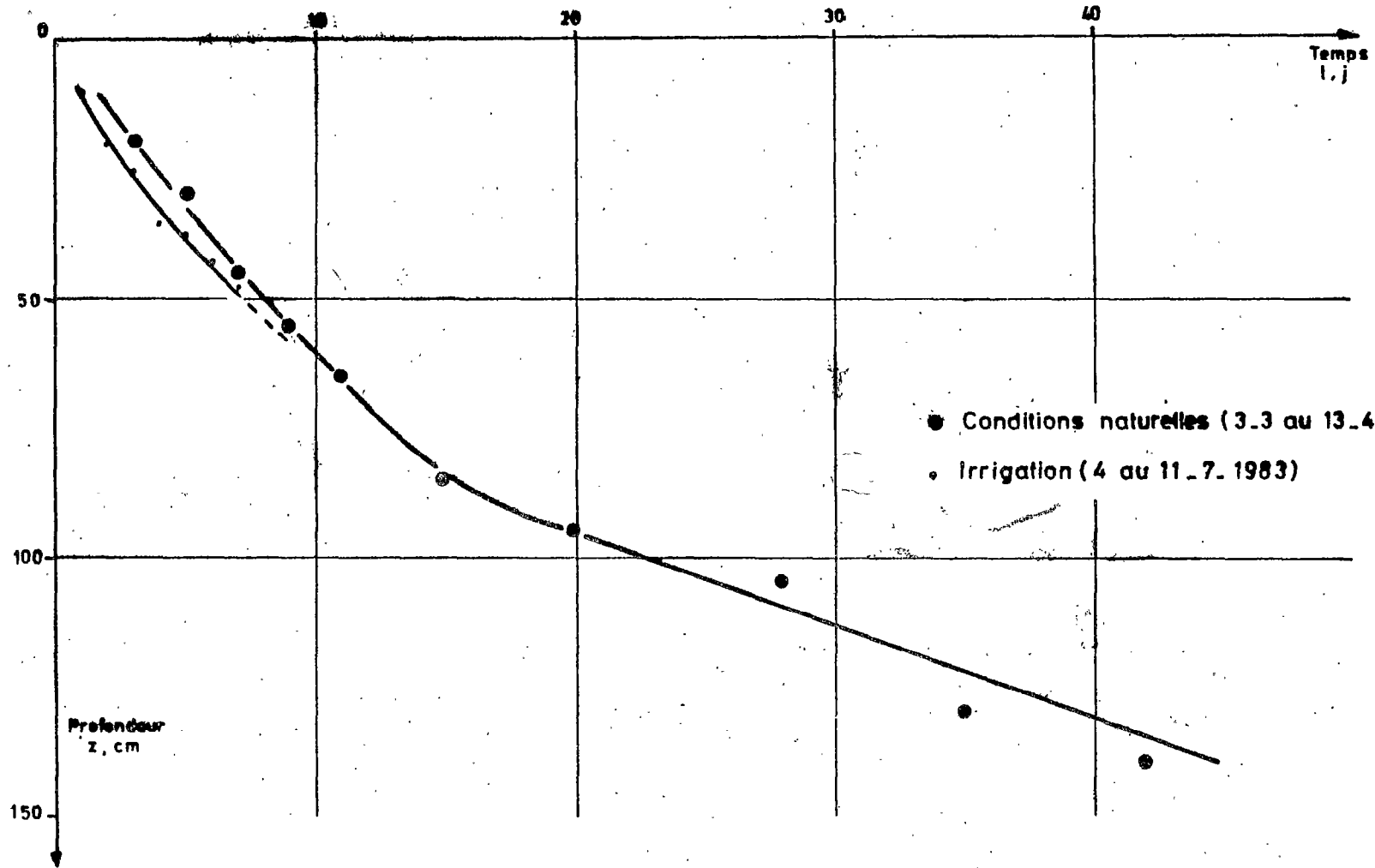


Fig. 5 Evolution dans le temps de la profondeur du plan de flux nul (station STO)

Cependant, connaissant la position de celle-ci au cours du mois suivant (entre 1,90 et 1,95 m), on peut, par extrapolation de la courbe $z_0(t)$, estimer que le plan de flux nul se situe au niveau de la nappe au bout d'environ 70 jours de dessèchement. L'ensemble du profil est alors soumis à l'évapotranspiration. Il est intéressant de remarquer que le profil hydrique du 17/5 (76 j.) est très voisin de celui du 13/6 (103 j.). Après avoir sollicité la réserve hydrique du sol, la demande évapotranspirative serait alors satisfaite par la nappe phréatique. Celle-ci alimenterait une bonne partie du profil par remontée capillaire.

◇ La réserve hydrique de la partie supérieure du profil (< 60 cm) est entièrement reconstituée après l'irrigation et l'évolution des profils de charge est régulière comme en conditions naturelles (au bout de 7 jours, le plan de flux nul est à 50 cm). Les mesures tensiométriques à 50 et 80 cm indiquent une brusque variation de la charge hydraulique. Celle-ci demeure effective au cours de la période des observations en irrigation. Les valeurs atteintes à 80 cm sont élevées (entre - 700 et - 800 cm d'eau) avec un gradient de charge voisin de zéro. Celui-ci devient fortement positif vers la base du profil, ce qui indiquerait un écoulement d'eau ascendant. Cependant, comme l'humidité ne varie pas à partir de 70 cm, cet écoulement devrait être extrêmement faible sinon nul.

2 - ANALYSE DES RESULTATS

2.1 La mesure de la succion

L'expression "succion du sol", qui est souvent employée, semble indiquer que la matrice du sol exerce une action directe sur l'eau. S'il peut exister une certaine attraction de l'eau notamment par les particules argileuses (forces d'adsorption), elle exprime en règle générale un des potentiels énergétiques qui composent ce que l'on appelle le potentiel total de l'eau (JOURDAN, 1982).

2.1.1 Expression du potentiel total de l'eau

Ce potentiel, noté H_T , représente, dans un milieu poreux tel que le sol, l'énergie à fournir pour ramener l'eau à son état de référence (celui-ci est défini par le potentiel d'une eau pure libre à la surface du sol ; il est par convention nul).

On le traduit en fait par la somme de plusieurs potentiels et on l'écrit :

$$H_T = (-z) + h + \text{posm.}$$

* $(-z)$ représente le potentiel gravitaire, qui correspond à l'énergie nécessaire pour ramener l'eau d'un niveau z au niveau de référence (par convention, la surface du sol). L'axe des profondeurs étant orienté du haut vers le bas, le potentiel gravitaire de l'eau sera négatif.

* h représente le potentiel de succion (autrement dénommé potentiel matriciel ou capillaire), qui se définit comme étant l'énergie à fournir pour ramener la pression résultante ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$), s'exerçant à l'interface eau-air, à celle existant lorsque l'eau est à son état de référence (par convention, l'eau étant à l'état libre $p_{\text{eau}} - p_{\text{atm}} = 0$).

On fera l'hypothèse que l'air contenu dans les pores du sol est à la pression atmosphérique (VACHAUD, 1978) et on exprimera le potentiel de succion par une hauteur d'eau (pression effective de l'eau).

Les valeurs du potentiel de succion pourront être :

.soit négatives ($p_{\text{eau}} - p_{\text{atm.}} < 0$) dans le cas d'un sol non saturé : on parlera alors de "succion" du sol.

.soit nulles ($p_{\text{eau}} = p_{\text{atm.}}$) dans le cas d'un sol saturé : la succion est nulle, l'eau est à l'état libre.

.soit positives ($p_{\text{eau}} - p_{\text{atm.}} > 0$) dans le cas d'un sol mis en charge par une nappe : on parlera de "succion positive" ou de "potentiel de submersion" (JOURDAN, 1982), ce qui équivaut à une pression.

* p_{osm} représente le potentiel osmotique qui est l'énergie nécessaire pour ramener l'eau contenant des solutés à son état pur (par convention le potentiel osmotique de l'eau pure est nul). La différence de potentiel définit la pression osmotique de la solution du sol, que l'on exprimera par une hauteur d'eau. Cette pression est proportionnelle à la concentration saline de la solution et se mesure sur le terrain à l'aide de "tensiomètres osmotiques", d'emploi délicat (JOURDAN, 1982).

On ne tiendra pas compte de ce potentiel car, d'une part, on a aucune information sur sa valeur approximative et sur ses variations dans le temps et, d'autre part, la conductivité électrique de la solution du sol est relativement peu élevée. Cependant au voisinage de la nappe phréatique la concentration en sels peut devenir suffisamment importante pour rendre le terme potentiel osmotique non négligeable.

L'expression du potentiel total se réduit alors à :

$H = h - z$ où chaque terme est exprimé en cm d'eau. Ce potentiel H s'appelle également charge hydraulique.

Toute variation de potentiel (quelque soit sa nature) entre deux points du milieu sol induit un écoulement d'eau du potentiel le plus élevé vers le potentiel le plus faible. Des transferts hydriques sous gradient thermique sont également possibles et peu importants. L'hypothèse de l'isothermie du milieu permet de ne pas en tenir compte (VACHAUD et al., 1978).

2.1.2. Détermination du potentiel de succion

Le tensiomètre associé à un système manométrique donne une lecture directe de la charge hydraulique H (en cm d'eau). Il est donc aisé de déduire le potentiel de succion h connaissant la profondeur z d'implantation du tensiomètre : $h = H + z$

Cependant le champ d'application de la méthode tensiométrique est limité. On a déjà signalé auparavant, le fait qu'à partir d'une certaine valeur, lorsque la succion du sol augmente, la charge hydraulique, indiquée par le manomètre, soit ne bouge plus, soit chute brusquement (le tensiomètre "décroche").

On pourrait incriminer une entrée d'air :

- soit au niveau de la connexion canne tensiométrique - manomètre : le circuit contenant de l'eau doit être en principe parfaitement hermétique à l'air, sinon le tensiomètre fonctionne mal.

- soit au niveau de la bougie poreuse : la pression d'entrée d'air est suffisamment élevée (environ 10 bars) pour éviter un tel désamorçage (JOURDAN, 1982).

On considérera que l'eau introduite dans tout le circuit a été au préalable correctement dégazée.

En fait, le manomètre ne peut donner (en théorie) pour la succion qu'une pression relative de $-1_{atm.}$ par rapport à la pression atmosphérique. Comme le circuit d'eau ne peut en principe pas contenir d'air, l'eau se transformera en vapeur saturante et la succion aura pour valeur limite ($p_{vap.sat.} - p_{atm.}$). Celle-ci dépend de l'altitude du tensiomètre, agissant sur la pression atmosphérique, et de sa température, modifiant la pression de vapeur saturante :

- le premier facteur n'intervient pas, car on se situe presque au niveau de la mer (environ 20 m).

- le second est beaucoup moins négligeable, car la valeur de $p_{vap.sat.}$ varie rapidement avec la température : à 20° C et à 50° C elle est respectivement de ~ 2 et 120 cm d'eau ; d'où des valeurs limites d'environ - 998 et - 880 cm d'eau pour la succion (JOURDAN, 1982).

En pratique le manomètre a enregistré, après une longue période de dessèchement, des valeurs maximales de la charge hydraulique voisines de - 850 cm d'eau, ce qui correspond à des succions comprises entre - 700 et - 800 cm d'eau, selon la profondeur des tensiomètres.

2.1.3 La relation $h(\theta)$

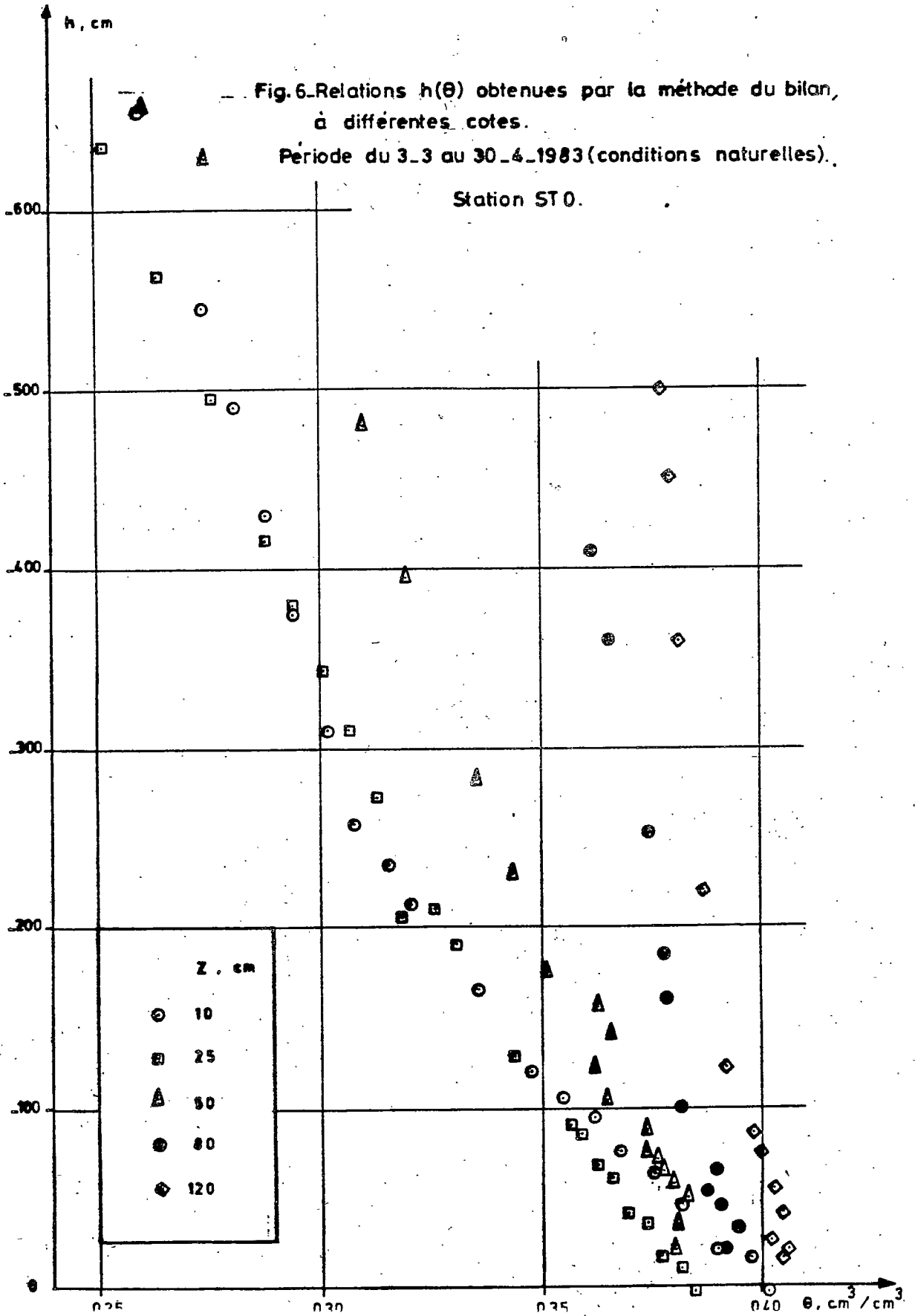
La relation entre le potentiel de succion ou pression effective de l'eau et la teneur en eau volumique est marquée par un effet d'hystérésis distinguant une courbe de dessiccation (ou de ressuyage) et une courbe d'humectation. Ces deux courbes, caractérisant le sol, constitue en réalité les courbes "enveloppes" d'une série de courbes dites "de passage" qui correspondent à une alternance humectation-dessiccation plus fréquente. Ceci a bien été observé par MECHERGUI (1980) sur le site d'El Habibia.

On a reporté sur les figures 6 et 7 les points mesurés, pendant la phase de ressuyage, en conditions naturelles et sous irrigation.

2.1.3.1 Commentaires sur les courbes $h(\theta)$

◇ La figure 6 permet de comparer les courbes $h(\theta)$ obtenues en conditions naturelles (du 3/3 au 30/4) à différentes cotes (10, 25, 50, 80 et 120 cm). A 160 cm, la teneur en eau (environ $0,41 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) et la succion (environ - 10 cm d'eau) ne varient quasiment pas : on ne peut établir de relation $h(\theta)$.

L'allure de ces courbes est bien différente en surface et en profondeur. Pour une même teneur en eau, les valeurs de la succion sont plus élevées lorsque la profondeur augmente. Ceci indiquerait que l'on passe progressivement à une porosité plus fine (l'eau étant plus fortement retenue dans les petits pores) ou à un matériau plus argileux (les forces d'adsorption exercées par les particules argileuses sont plus intenses), les deux possibilités étant par ailleurs très liées entre elles.

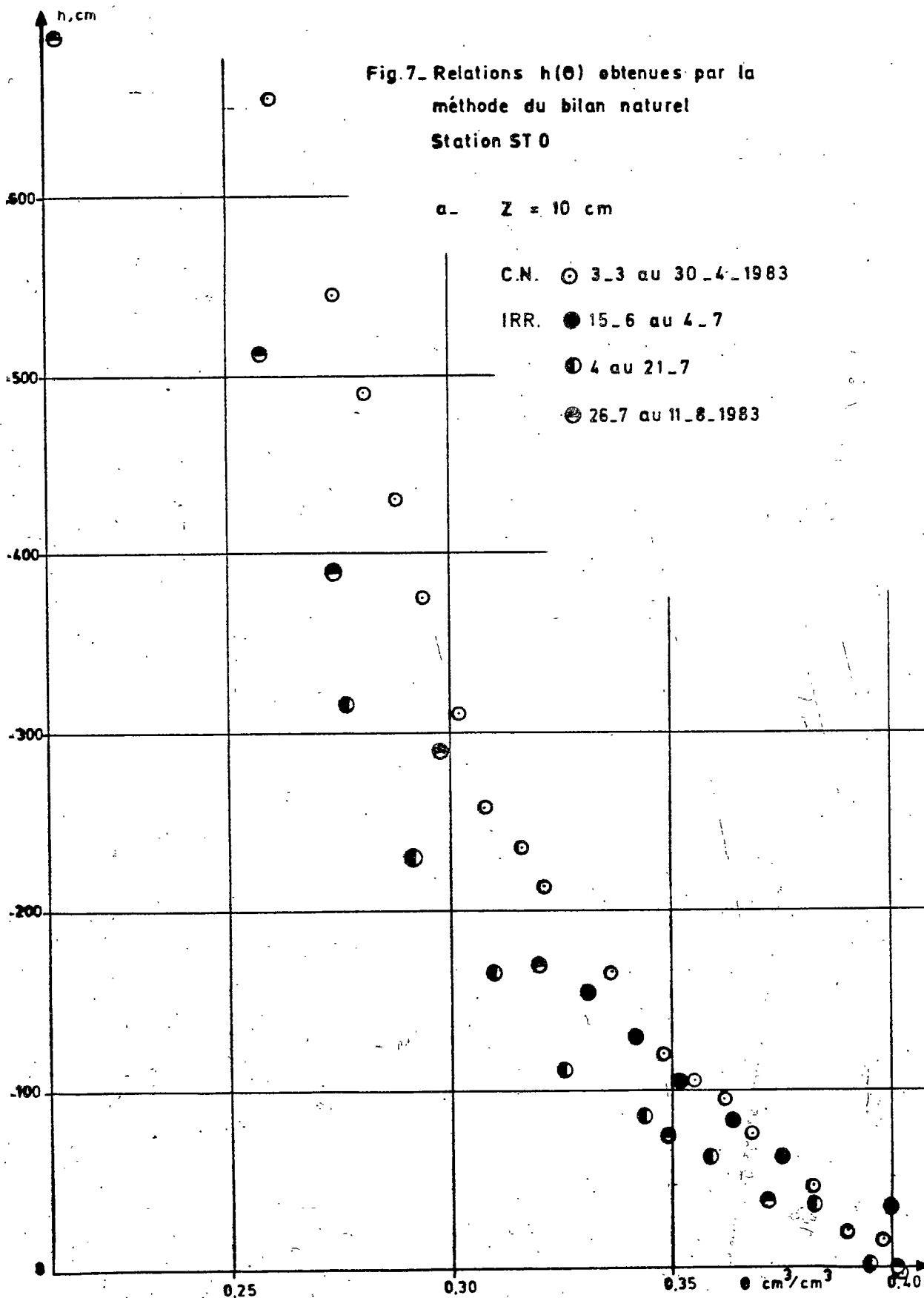


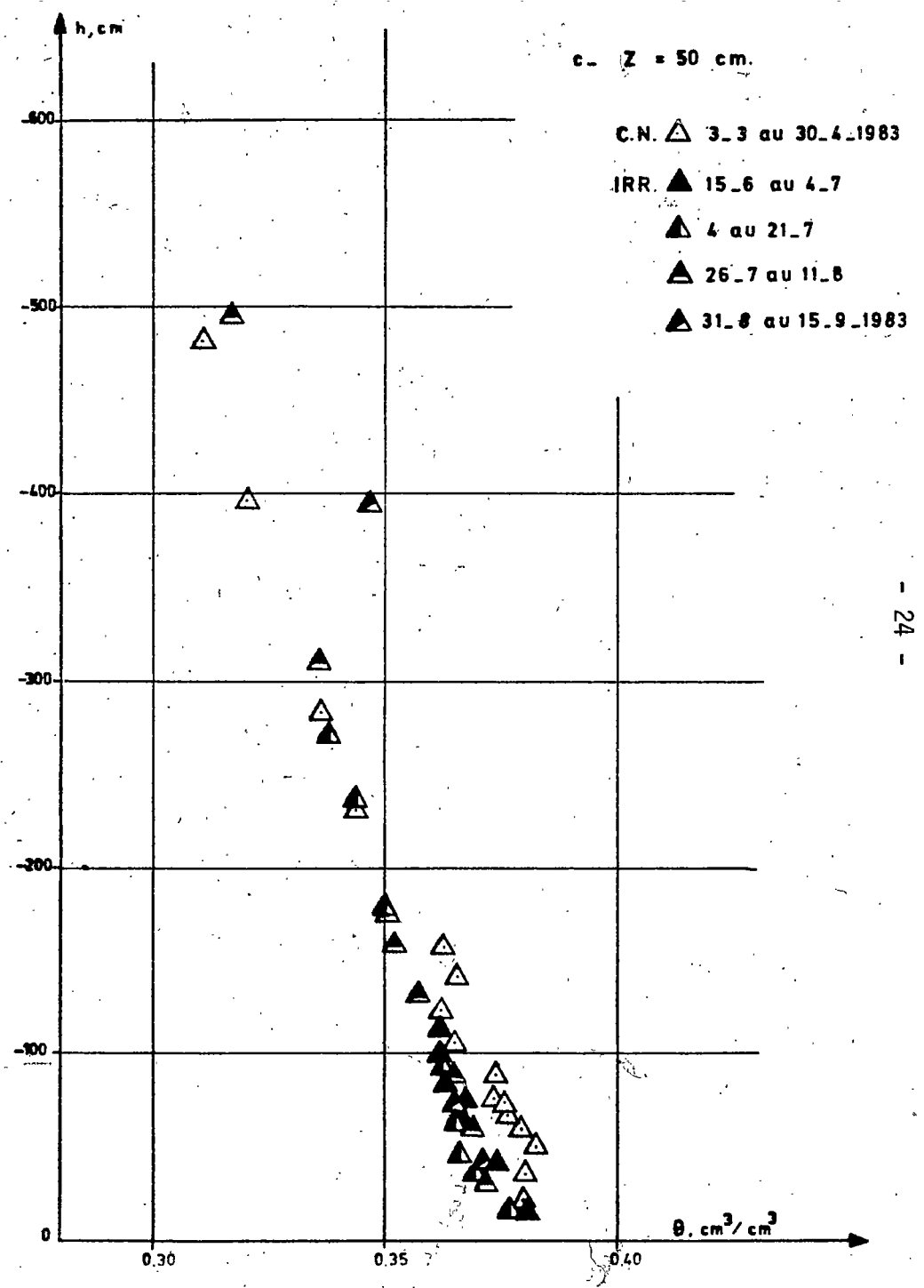
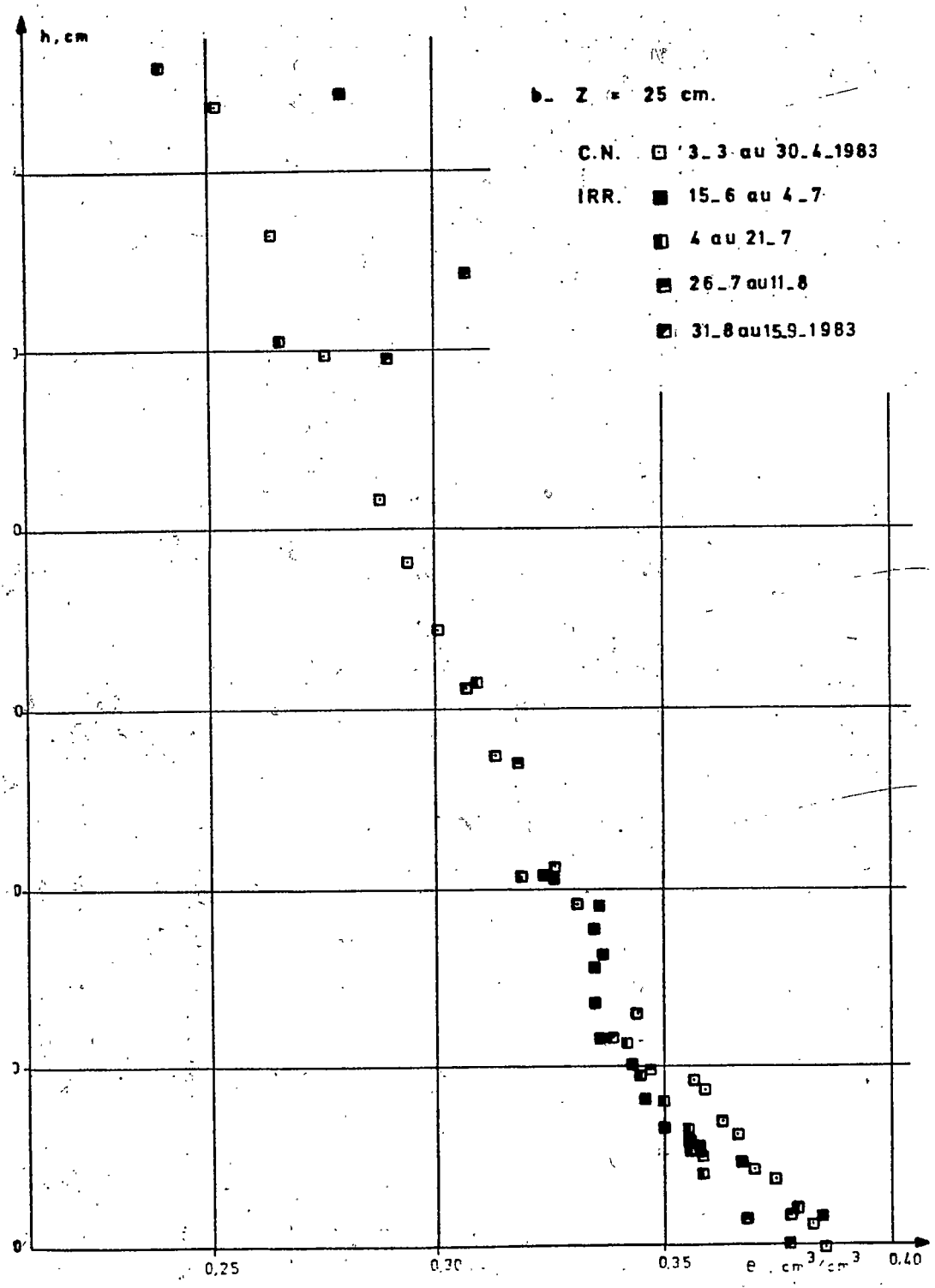
A partir de 50 cm, on constate qu'en début de dessèchement la succion augmente alors que l'humidité volumique ne varie pas (le milieu reste saturé). Le point à partir duquel h et θ vont varier simultanément correspond au point critique de la pression d'entrée d'air : le milieu commence à se désaturer. La hauteur d'eau relative à cette pression d'entrée d'air peut être estimée approximativement entre - 30 et - 40 cm d'eau. La désaturation, rapide en surface, s'effectue donc progressivement dans les horizons plus profonds.

◇ Les figures 7a, b, c regroupent, aux cotes 10, 25 et 50 cm, les couples (θ, h) mesurés au cours des 4 périodes post-irrigations.

Pour chaque cote il y a une bonne coïncidence entre les courbes $h(\theta)$ correspondant à chacune de ces périodes. Il est tout à fait légitime de considérer l'ensemble des points (θ, h) et de définir une courbe $h(\theta)$ globale.

La comparaison de ces 3 courbes avec celles obtenues en conditions naturelles montre qu'à 10 et 25 cm, il existe une bonne superposition. A 50 cm la courbe irrigation a une allure sensiblement différente, car elle ne présente pas de point critique : la désaturation intervient plus rapidement à ce niveau, car le processus de dessèchement est plus marqué à cette époque.





◇ La figure 7d met en évidence à 80 cm un hystérésis entre la courbe $h(\theta)$ en ressuyage (conditions naturelles) et une courbe $h(\theta)$ en humectation, matérialisée par les couples (θ, h) relevés au cours des irrigations successives. Ce phénomène s'observe d'une manière moins nette à 120 cm. On retrouve, début septembre, des conditions d'humidité voisines de la saturation et une nouvelle courbe $h(\theta)$ en ressuyage s'amorce.

2.1.3.2 Expression analytique

On a procédé à un ajustement mathématique des différentes courbes $h(\theta)$. On obtient une corrélation satisfaisante avec une loi exponentielle de type $h = a \cdot e^{b \cdot \theta}$, pour des valeurs de la succion allant jusqu'à - 650 cm d'eau.

A partir de 50 cm, on a retenu les valeurs de h inférieures à la pression d'entrée d'air (environ - 35 cm d'eau).

Tableau 2

	Profondeur z, cm	Coefficients de la loi $h(\theta)$		Coeff. de corrélat. r
		a	b	
Conditions naturelles	10	- 5,47 .10 ⁵	- 24,76	- 0,973 (18 pts)
	25	- 1,21 .10 ⁶	- 27,64	- 0,935 (20 pts)
	50	- 7,86 .10 ⁶	- 30,67	- 0,975 (17 pts)
	80	- 3,17 .10 ¹⁵	- 81,22	- 0,974 (10 pts)
	120	- 4,40 .10 ¹⁷	- 90,95	- 0,997 (9 pts)
Irrigation	10	- 5,86 .10 ⁴	- 18,67	- 0,972 (20 pts)
	25	- 2,55 .10 ⁶	- 29,86	- 0,914 (33 pts)
	50	- 6,81 .10 ¹⁰	- 57,03	- 0,930 (24 pts)

Il est à noter que, jusqu'à 50 cm, les coefficients a et b sont très proches de ceux obtenus par M. MECHERGUI (1980) aux mêmes profondeurs. Celui-ci a établi les relations $h(\theta)$ à partir des courbes de pF, déterminées expérimentalement au laboratoire sur des échantillons de sol remanié. Le terme h représente dans ce cas une pression (potentiel positif) plutôt qu'une succion (potentiel négatif).

2.2 Evaluation du stock d'eau

2.2.1 Principe du calcul

La mesure des teneurs en eau à différents instants et à différentes profondeurs permet, à un temps donné, le calcul du stock d'eau, contenu dans le profil entre la surface et une cote de référence. Ce stock d'eau S est obtenu en intégrant sur l'intervalle $[0, z_j]$ la fonction $\theta_t(z)$ dans la mesure où celle-ci est définie et continue

$$S_{z_j, t} = \int_0^{z_j} \theta_t dz$$

En pratique on procède par ~~sommations~~ **successives car les mesures** neutroniques ne donnent que **des valeurs discrètes** de la teneur en eau qui caractérisent un certain volume de sol **et donc** une certaine épaisseur de sol.

En considérant que la valeur de l'humidité volumique θ_{z_k} à la cote z_k et à l'instant t est représentative d'une tranche de sol de 10 cm englobant cette cote, le stock hydrique entre la surface ($z = 0$) et la cote z_j s'exprime de la manière suivante :

$$\cdot z_j > 10 \text{ cm} \quad S_{z_j, t} = (1,5 \cdot \theta_{10} + \theta_{20} + \dots + \theta_{z_k} + \dots + 0,5 \theta_{z_j}) \times 100$$

$$\text{ou } S_{z_j+5, t} = (1,5 \cdot \theta_{10} + \theta_{20} + \dots + \theta_{z_k} + \dots + \theta_{z_j}) \times 100$$

avec $S_{z_j, t}$ ou $S_{z_j+5, t}$ en mm d'eau

θ_{z_k} en cm^3/cm^3

z_k en cm (multiple de 10 cm)

$$\cdot z_j = 10 \text{ cm} \quad S_{10, t} = \theta_{10} \times 100$$

Ce procédé de calcul permet de traiter toute l'information recueillie en matière d'humidité volumique (mesures faites tous les 10 cm), mais il entraîne une certaine redondance de cette information, étant donné les dimensions de la sphère d'influence de la sonde à neutrons (environ 30 cm de diamètre).

En prenant des tranches de sol plus épaisses, on limite cette redondance : les valeurs de θ considérées définissent alors un profil hydrique moins détaillé mais pas forcément moins précis. Cette question de la représentativité de la mesure de θ se révèle être importante lorsqu'on est en présence d'une forte variation d'humidité (front d'humectation) ou lorsque les valeurs de ces mesures de θ sont confrontées à celles de mesures plus localisées (tensiomètres ou autres types de capteurs).

A partir des stocks hydriques calculés, on peut déterminer les variations de la réserve en eau du sol.

2.2.2 Reconstitution de la réserve hydrique

L'eau apportée par précipitation ou irrigation doit en principe reconstituer partiellement ou totalement le stock d'eau d'un sol non saturé.

En établissant le bilan entre le stock hydrique à 185 cm avant et après un apport (Tableau 3), on fait les remarques suivantes :

- la pluie du 1er et 2 mars, tout en étant emmagasinée dans le sol, a permis la saturation du profil. En effet les teneurs en eau maximales enregistrées sur le profil sont voisines de celles mesurées après cette pluie : on considère que le profil hydrique du 3 mars est une bonne image de l'état de saturation du sol.

- au moment de la 1ère irrigation (13/6), le sol se trouve dans un état de dessiccation très avancé, équivalent à celui observé durant l'été 1982. Le déficit hydrique par rapport à l'état de saturation est alors de 227,1 mm : il nécessite un apport en eau obligatoirement supérieur ou égal, ce qui a été le cas à la 1ère irrigation, effectuée en 3 fois consécutives.

Tableau 3

Stock hydrique avant et après un apport

Apport en eau brut		Stock total (à 1,85 cm) S, mm		Variation de stock ΔS , mm	Pertes en eau (P+I) - ΔS , mm	Efficience de l'apport $\Delta S / (P+I)$
Mode	Quantité	Avant apport	Après apport			
Précipitation * (P, mm)	46	695,1	740,4	45,3	0,7	1
Irrigation ** (I, mm)	144x3 = 432	513,3	679,9	166,6	265,4	0,4
	144	628,2	673,9	45,7	98,3	0,3
	72+90 = 162	595,8	684,1	88,3	73,7	0,55
	180	613,7	691,9	78,2	101,8	0,4

* mesurée sur le terrain

** valeurs fournies par l'OMVVM

- le stock total après les irrigations successives reste toujours inférieur à celui calculé après la pluie. Le déficit par rapport à la saturation est alors pratiquement inchangé avec les deux premières irrigations puis diminue progressivement au cours des suivantes. Sa valeur passe de 60,5 mm à 48,5 mm.

Le calcul du tableau 7, fait à 105 cm pour la 2ème irrigation ($\Delta s = 44,3$ mm), indique clairement que seuls les horizons supérieurs sont affectés par la réhumectation.

- 30 à 50 % de l'eau apportée par irrigation reconstitue en partie le stock hydrique. On peut envisager deux causes à cela :

. le mode d'irrigation à l'aide d'un réseau de rigoles, qui laisse échapper une quantité d'eau non négligeable, soit par évaporation, soit au niveau des colatures.

L'estimation de ces pertes est assez hasardeuses. Néanmoins en se référant à un système d'irrigation analogue, on peut considérer que les 2/3 de l'apport brut participe réellement à l'irrigation (ZNAZEN, 1980). L'apport en eau est ramené respectivement pour chacune des 4 irrigations, à 288 mm ; 96 mm ; 108 mm et 120 mm. Les pertes en eau deviennent 121,4 mm ; 50,3 mm ; 19,7 mm et 41,8 mm et l'efficacité de l'apport 0,6 ; 0,5 ; 0,8 et 0,65.

. le ruissellement dans les fentes de retrait, qui dépend de l'état d'humectation du sol avant l'apport. Il n'est pas possible d'évaluer localement le volume ruisselé.

2.3 Détermination des flux hydriques

La diminution du stock hydrique d'un sol au cours d'une période de dessèchement est liée à l'évolution de deux processus simultanés, l'évaporation (ou l'évapotranspiration) de l'eau dans la partie supérieure du profil et le drainage dans la partie inférieure.

Ces deux zones ont été bien mises en évidence sur sol nu et sur sol cultivé (dans la mesure où le profil racinaire se situe au-dessus de leur limite de séparation), en observant les profils de charge hydraulique.

Le schéma, ainsi décrit, nécessite cependant certaines précisions qu'il est bon de rappeler : il est strictement valable s'il y a continuité dans le processus de dessèchement et si l'on fait l'hypothèse que l'eau (celle-ci étant supposée pure) s'écoule selon une direction verticale dans un milieu rigide, homogène et isotherme.

Tout ceci n'est pas rigoureusement notre cas, mais on a essayé, surtout sous irrigation, de se placer dans des conditions les plus proches du cadre théorique (période de dessèchement assez courte pour éviter l'installation d'un réseau de fentes trop développé ; irrigation avec des eaux peu chargées...).

Enfin, le développement végétatif, au début des observations sur sol cultivé, étant peu important, on admettra que le profil racinaire s'est toujours maintenu au-dessus de la cote du plan de flux nul.

Il est alors intéressant de contrôler, en terme de flux, l'importance des transferts hydriques vers le haut et le bas du profil à des instants et des cotes successives.

Le calcul des flux hydriques est fondé sur la loi de conservation de la matière : soit un volume de sol Δv , pendant l'intervalle de temps Δt la différence entre la masse d'eau entrant (flux volumique entrant) et la masse d'eau sortant (flux volumique sortant) est égale à la variation de la masse d'eau contenue dans ce volume Δv (VACHAUD, 1978). Cette loi s'écrit : $\rho_w \cdot \Delta q \cdot \Delta t = \rho_w \cdot \Delta \theta \cdot \Delta v$

$$\left| \begin{array}{l} \rho_w \text{ masse volumique de l'eau} \\ \Delta q = (\text{flux entrant} - \text{flux sortant}) \end{array} \right.$$

ou encore
$$\Delta q = \frac{\Delta \theta \cdot \Delta v}{\Delta t}$$

Si le volume Δv est supposé de section unité, on l'assimile à une variation d'épaisseur Δz (on se ramène à un système unidimensionnel).

On a :

$$\Delta q = \frac{\Delta \theta \cdot \Delta z}{\Delta t} = \frac{\Delta s}{\Delta t}$$

$(\Delta \theta \cdot \Delta z)$ est la variation de stock d'eau Δs dans l'épaisseur de sol Δz .

Compte tenu des remarques faites dans les paragraphes précédents, on se bornera à calculer les flux hydriques :

en conditions naturelles, sur la période du 3/3 au 13/4, pour l'ensemble du profil (le décrochage des tensiomètres a limité les observations).

en irrigation, sur la période du 4/7 au 11/7, entre 0 et 50 cm (la recharge hydrique est insuffisante en profondeur).

2.3.1 Flux hydrique à travers la surface du sol ($z = 0$)

2.3.1.1 Principe du calcul

Entre les instants t et $t + \Delta t$, on détermine le temps moyen $\bar{t} = t + \Delta t/z$ et la cote correspondante \bar{z}_0 du plan de flux nul. Cette cote moyenne \bar{z}_0 s'obtient par interpolation de la courbe $z_0(t)$ (Fig. 5).

Sur cet intervalle Δt , la variation de stock d'eau au-dessus de la cote \bar{z}_0 (que l'on notera $[\Delta s]_0^{\bar{z}_0}$) correspond à une lame d'eau perdue par le réservoir sol sous l'effet de l'évaporation (ou évapotranspiration).

On définit le flux hydrique moyen q_0 à travers la surface du sol comme étant la lame d'eau évapo(transpi)rée par unité de temps :

$$q_0 = \frac{[\Delta s]_0^{\bar{z}_0}}{\Delta t}$$

Comme $[\Delta s]_0^{\bar{z}_0}$ est négatif (perte de stock), q_0 est négatif (flux évaporatif).

2.3.1.2 Résultats

Ils sont rassemblés dans le tableau 4. Les valeurs de q_0 connaissent certaines variations car les profils hydriques n'ont pas été lissés. Ce lissage, que l'on peut effectuer soit à partir d'une relation $\theta_z(t)$ (VACHAUD et al, 1978), soit à l'aide des profils de charge $h_t(z)$ et des courbes $h(\theta)$ (VALLES, 1982), a l'avantage de supprimer, en particulier sur ce type de sol, les petites fluctuations de θ . Cependant l'estimation de celle-ci s'entache d'erreurs supplémentaires non négligeables.

Tableau 4 Calcul des flux hydriques à travers la surface du sol

Conditions naturelles (3/3 - 13/4/1983)

Période	3-4/3	4-5/3	5-7/3	7-9/3	9-11/3	11-17/3	17-22/3	22-30/3	30/3 - 6/4	6-13/4
\bar{t} , jours	1,5	2,5	4	6	8	12	17,5	24	31,5	38,5
\bar{z}_0 , cm	12,5	17,5	25	37,5	50	70	90	100	117,5	130
$[\Delta S]_{0}^{\bar{z}_0}$, mm	-0,8	-1,0	-3,8	-3,4	-3,6	-15,5	-11,3	-22,5	-16,2	-20,2
Δt , j	1	1	2	2	2	6	5	8	7	7
q_0 , mm/j	-0,8	-1,0	-1,9	-1,7	-1,8	-2,6	-2,3	-2,8	-2,3	-2,9

Irrigation (4-11/7/1983)

Période	4-5/7	5-6/7	6-7/7	7-8/7	8-9/7	9-10/7	10-11/7
\bar{t} , jours	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5
\bar{z}_0 , cm	?	15	22,5	30	35	40	45
$[\Delta S]_{0}^{\bar{z}_0}$, mm	/	-3,6	-2,8	-3,5	-3,2	-3,5	-2,8
Δt , j	1	1	1	1	1	1	1
q_0 , mm/j	/	-3,6	-2,8	-3,5	-3,2	-3,5	-2,8

$t = 0$ correspond à la fin de la pluie ou à la disparition de la lame d'eau d'irrigation

2.3.2 Flux hydrique à travers une cote z quelconque

2.3.2.1 Principe du calcul

Pour un intervalle de temps $(t, t + \Delta t)$, la variation de stock d'eau entre la cote z considérée et la cote moyenne \bar{z}_0 du plan de flux nul (que l'on notera $[\Delta s]_z^{\bar{z}_0}$) correspond à une lame d'eau perdue par le réservoir sol soit par évapo(transpiration), soit par drainage (ou percolation).

Par analogie avec l'expression du flux hydrique en surface q_0 , on peut définir le flux hydrique moyen $q(z)$ à travers la cote z comme étant la lame d'eau évapo(transpirée) ou drainée par unité de temps :

$$q(z) = \frac{[\Delta s]_z^{\bar{z}_0}}{\Delta t}$$

Comme, pour un même Δt , on a $[\Delta s]_z^{\bar{z}_0} = [\Delta s]_0^{\bar{z}_0} - [\Delta s]_0^z$, on exprime plutôt $q(z)$ par l'expression suivante :

$$q(z) = q_0 - \frac{[\Delta s]_0^z}{\Delta t} \quad [\Delta s]_0^z \text{ variation de stock d'eau entre la surface et la cote } z$$

• Si $z < \bar{z}_0$, $q_0 < \frac{[\Delta s]_0^z}{\Delta t} < 0$ d'où $q(z) < 0$ (flux évaporatif)

• Si $z > \bar{z}_0$, $\frac{[\Delta s]_0^z}{\Delta t} < q_0 < 0$ d'où $q(z) > 0$ (flux drainant)

Les termes q_0 et $q(z)$ représentent donc les vitesses de Darcy moyennes, respectivement à travers la surface et la cote z , à un instant moyen \bar{t} entre deux dates de relevés ($\bar{t} = t + \Delta t/2$).

2.3.2.2 Résultats

Ils sont consignés dans les tableaux 5a et b. Certaines valeurs de flux n'ont pas été retenues car leur signe algébrique ne correspond pas avec le sens d'écoulement signalé par le profil de charge. Ceci s'explique surtout par l'utilisation, lors des calculs, des mesures non lissées de la teneur en eau volumique.

Période	3-4/3	4-5/3	5-7/3	7-9/3	9-11/3	11-17/3	17-22/3	22-30/3	30/3-6/4	6-13/4	
\bar{t} , j	1,5	2,5	4	6	8	12	17,5	24	31,5	38,5	
\bar{z}_0 , cm	12,5	17,5	25	37,5	50	70	90	100	117,5	130	
q_0 , mm/j	-0,8	-1,0	-1,9	-1,7	-1,8	-2,6	-2,3	-2,8	-2,3	-2,9	
q_z , mm/j	q_{10}	-0,2	-0,4	-1,0	-1,1	-1,2	-1,93	-1,62	-2,13	-1,84	-2,73
	q_{25}		+0,4	0	-0,3	-0,35	-1,1	-0,74	-1,16	-1,13	-2,44
	q_{35}	+1,1	+0,7	+0,3	-0,025	-0,1	-0,72	-0,34	-0,71	-0,79	-2,1
	q_{45}		+0,7	+0,25	+0,05	-0,05	-0,3	-0,2	-0,46	-0,55	-1,6
	q_{50}		+0,65	+0,2		-0,025 ~ 0	-0,225	-0,1	-0,39	-0,35	-1,41
	q_{80}	+0,05	+0,35	+0,075			+0,050	-0,01	-0,21		-0,55
	q_{120}	+0,5	+0,6	+0,2		+0,05	+0,125		+0,25	-0,0071	-0,029
	q_{160}	+0,4	+0,6	+0,2			+0,38		+0,15	+0,021	+0,29
$q_L = q_{185}$ (mm/j)	+0,8	+0,6	+0,4		+0,5	+1,2	0	+0,9	+0,9	+2,7	

Tableau 5 Calcul des flux hydriques à travers une cote z
a - Conditions naturelles (3/3 - 13/4/1983)

Période	4-5/7	5-6/7	6-7/7	7-8/7	8-9/7	9-10/7	10-11/7
\bar{t} , j	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5
\bar{z}_0 , cm	?	15	22,5	30	35	40	45
q_0 , mm/j	/	-3,6	-2,8	-3,5	-3,2	-3,5	-2,8
q_z , mm/j							
q_{10}	/	-1,2	-1,3	-1,65	-1,6	-1,7	-1,3
q_{25}	/	+2,2	+0,2	-0,15			
q_{35}	/	+4,1	+0,4	+0,15	~ 0		
q_{45}	/	+5,1	+0,6	+0,25			~ 0
$q_L = q_{55}$ mm/j	/	+5,8	+0,8	+0,45		0,1	

b - Irrigation (4-11/7/1983)

2.3.3 Bilan hydrique local

On évalue à l'instant t la lame d'eau cumulée E_t (ou D_t) évapo-(transpi)rée à travers la surface (ou drainée à travers la cote L) en sommant les lames d'eau évapo(transpi)rées (ou drainées) au cours des intervalles de temps consécutifs Δt (Fig. 8). Donc, pour $t = \Sigma \Delta t$, on écrit $E_t = \Sigma([\Delta s]_0^{\bar{z}_0})$ et $D_t = \Sigma([\Delta s]_L^{\bar{z}_0})$.

Connaissant le stock total d'eau dans le sol à l'instant initial (S_0) et aux instants $t(S_t)$, on peut vérifier, à chaque instant, la relation $S_0 - S_t = E_t + D_t$ (Tableau 6).

En terme de bilan hydrique, E_t représente pour une période déterminée soit l'évaporation réelle (ER) sur sol nu, soit l'évapotranspiration réelle (ETR) sur sol cultivé.

Du 3/3 au 13/4 (42 jours), l'ETR est de 98,3 mm, ce qui représente une ETR moyenne journalière de 2,34 mm.

Du 4/7 au 11/7 (7 jours), l'ER atteint 20,6 mm c'est-à-dire 2,94 mm/j.

2.3.4 Estimation de l'ETR maximale à partir de l'ETP

Selon le stade phénologique d'une culture et la contrainte climatique qu'elle subit lors de son développement, on estime l'ETR maximale (ou ETM) à l'aide de la relation $ETM = ETP \times K_c$ où

- ETP est l'évapotranspiration potentielle qui se détermine soit par calcul grâce à des formules empiriques (plus ou moins satisfaisantes) utilisant certaines données climatiques, soit par mesure directe en bac d'évapotranspiration.
- K_c est un coefficient cultural qui rend compte des besoins en eau maxima de la plante, et qui varie en fonction de son stade végétatif et de sa nature.

◇ Valeurs de l'ETP

La station climatique la plus proche (Saïda, 3 km), ne possède pas de mesures directes de l'ETP. Aussi a-t-on cherché à évaluer l'ETP moyenne mensuelle grâce à la formule de C. RIOU (1980) qui s'écrit :

Fig.8 - Variation, durant la période de redistribution, des lames cumulées évapo(transpi)rées à travers la surface du sol et écoulée par drainage à la cote z

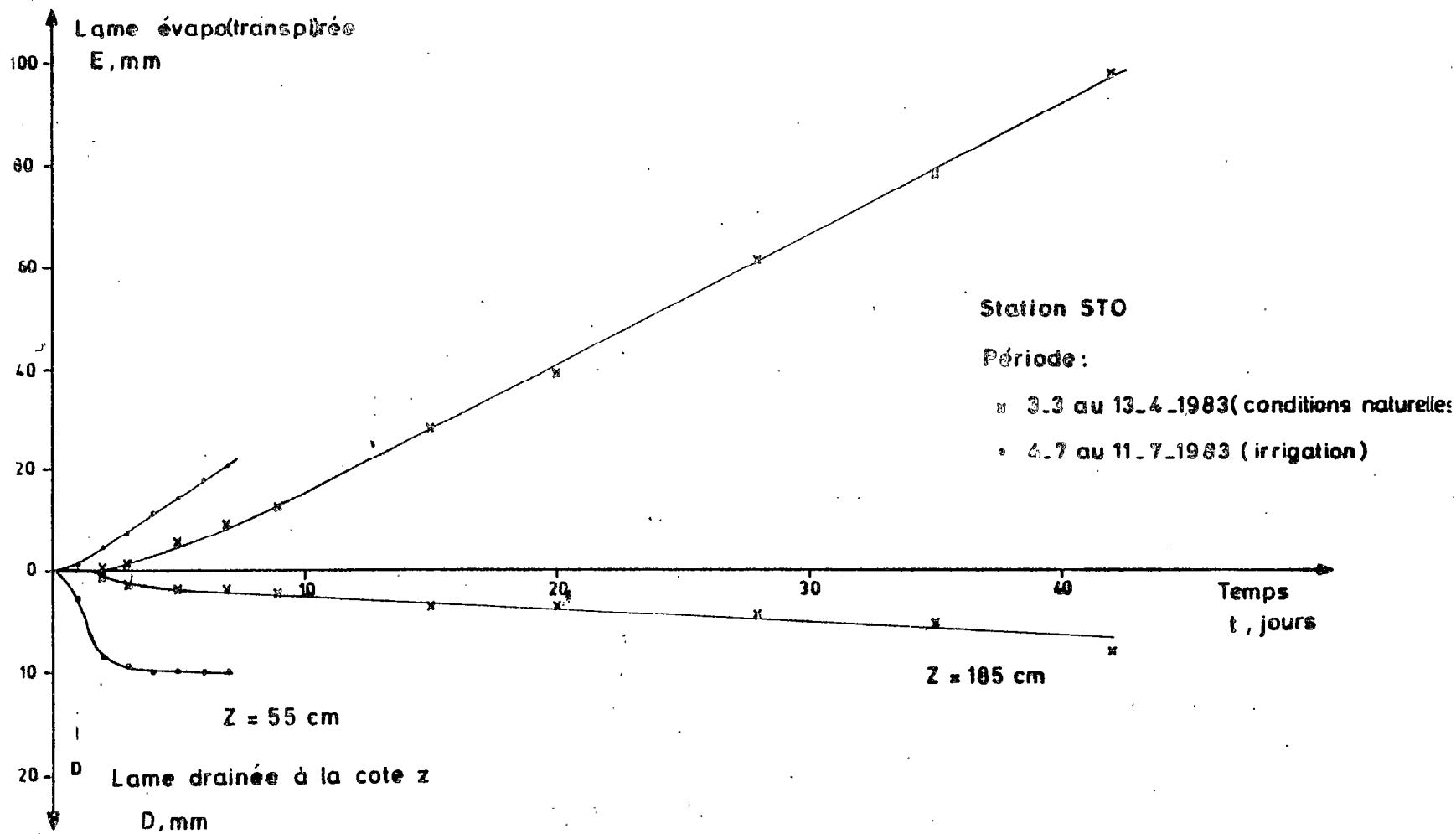


Tableau 6 Calcul des variations de stock d'eau en liaison avec les pertes hydriques

Conditions naturelles (3/3 - 13/4/1983)

t, j	0	2	3	5	7	9	15	20	28	35	42
S_t , mm	740,4	738,8	737,2	733,0	729,7	725,6	708,9	697,6	674,2	657,1	634,2
E_t , mm		0,8	1,8	5,6	9,0	12,6	28,1	39,4	61,9	78,1	98,3
D_t , mm		0,8	1,5	1,9	1,8	2,3	3,5	3,5	4,4	5,3	8,0
$S_0 - S_t$		1,6	3,2	7,4	10,7	14,8	31,5	42,8	66,2	83,3	106,2
$E_t + D_t$		1,6	3,3	7,5	10,8	14,9	31,6	42,9	66,3	83,4	106,3

Irrigation (4-11/7/1983)

t, j	0	1	2	3	4	5	6	7
S_t , mm	212,9	208,9	199,5	195,9	192,0	188,9	185,3	182,5
E_t , mm		1,2	4,8	7,6	11,1	14,3	17,8	20,6
D_t , mm		2,8	8,6	9,4	9,9	9,8	9,9	9,9
$S_0 - S_t$		4,0	13,4	17,0	20,9	24,0	27,6	30,4
$E_t + D_t$		4,0	13,4	17,0	21,0	24,1	27,7	30,5

$$ETP_n = 0,31 \cdot (\theta_n^X + 2\theta_{n+1}^X) / 3 - b$$

ETP_n , ETP du mois de rang n

θ_n^X , température maximum moyenne interannuelle du mois n

avec $b = 7,1 - 0,1 \phi$ (station avec vent important)

ϕ latitude en degrés et dixièmes

Cette formule présente le mérite d'être simple et d'utiliser une donnée facilement disponible θ_n^X . Elle a été testée sur l'ensemble de la Tunisie et fournit une évaluation satisfaisante de l'ETP, sauf en zone montagneuse. L'ETP, calculée avec la formule de PENMAN, qui s'appuie sur une analyse de l'évaporation en intégrant de nombreux paramètres climatiques, a été prise comme référence pour assurer sa validation (RIOU, 1980).

On a effectué le calcul à partir des températures maxima moyennes relevées sur 21 années

- de 1961 à 1974 à la station de Béjaoua (4 km du site),
- de 1976 à 1982 à la station de Saïda (Tableau 7).

On a indiqué, à titre de comparaison, les valeurs de l'ETP obtenues à Tunis (20 km)

- par la même méthode sur la période 1959-1972 (RIOU, 1979)
- par mesure directe (kikuyu) pour l'année 1983 (données de l'INRAT*, station du Mornag) et la période 1959-1972 (RIOU, 1980)
- par la formule de PENMAN sur la période 1962-1974 (MOUGOU, 1978).

Les résultats obtenus à Béjaoua-Saïda sont toujours supérieurs à ceux de Tunis : ils sont voisins en hiver et nettement plus élevés en été (d'environ 20 mm). La situation plus continentale, avec des températures un peu plus fortes, se ferait plus ressentir lors de la saison sèche.

* INRAT Institut National de la Recherche Agronomique de Tunis

Tableau 7 Calcul et mesures directes de l'ETP

MOIS	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL ANNUEL
------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	--------------

BEJAOUA^s - SAÏDA (1961-1982, 21 années), $\phi = 36,8^\circ$ ($b = 3,42$)

$\theta_n^x, ^\circ\text{C}$	15,5	16,4	18,6	21,1	26,0	30,7	34,0	34,1	30,3	25,4	20,4	16,6	
ETP RIOU *	49	59	89	124	174	203	221	197	149	106	64	46	1481
ETP RIOU, mm/j	1,55	2,1	2,85	4,15	5,6	6,8	7,15	6,35	4,95	3,4	2,1	1,5	

TUNIS

ETP RIOU * (1959-1972)	43	53	81	110	155	182	199	184	141	102	59	40	1349
ETP mesurée *													
1959 - 1972	44	56	82	115	153	180	211	192	134	95	61	46	1369
1983	22	30	43	76	150	181	212	182	143	77	-	-	-
ETP PENMAN *	34	52	82	111	154	181	201	182	122	86	51	33	1289

* exprimée en mm

- 41 -

◇ Valeurs de K_c

On s'est basé sur les données recueillies par ZNAZEN (1983) à partir des travaux de J. DOORENBOS et W.O. PRUITT (Bulletins FAO n° 24 et 33).

On considérera ainsi les valeurs suivantes pour l'orge (d'hiver)

- 1ère quinzaine de mars, $K_c = 1,1$ (floraison)
- 2ème quinzaine de mars, $K_c = 1,0$ (fin floraison)
- 1ère quinzaine d'avril, $K_c = 0,7$ (début maturation)

◇ ETM estimée pour la période du 3/3 au 13/4

■ Sur cette période, découpée en 3 sous-périodes [de 13 jours (3-15/3), 16 jours (16-31/3) et 13 jours (1-13/4)] pour tenir compte des différentes valeurs de K_c , on évalue l'ETM comme suit :

$$(2,85 \times 13 \times 1,1) + (2,85 \times 16 \times 1,0) + (4,15 \times 13 \times 0,7) = 124,1 \text{ mm}$$

c'est-à-dire environ 2,95 mm/jour.

Par ce calcul, on dépasse d'environ 25 mm (0,6 mm/j) l'évaluation de l'ETR faite par la méthode du bilan naturel, méthode qui n'est pas sans défaut sur le type de sol étudié.

En se référant aux travaux du CRUESI* (CRGR**) sur les consommations en eau maxima des cultures, RIOU (1979) signale, à Cherfech près de Tunis, une consommation de l'orge de 2,6 à 2,9 mm/jour pour une ETP moyenne de 2,64mm. La valeur obtenue plus haut se situe en limite de cette fourchette, l'ETP journalière étant sensiblement plus élevée (2,85 mm/j).

■ On notera cependant que l'ETP mesurée à Tunis en bac d'évapotranspiration pour l'année 1983 est nettement inférieure, en hiver (notamment aux mois de mars et avril), à toutes les autres valeurs calculées à l'aide de formules empiriques. Le calcul précédent conduit alors à une estimation de l'ETM de 65,1 mm c'est-à-dire 1,55 mm/jour.

* CRUESI Centre de Recherche sur l'Utilisation des Eaux Salées pour l'Irrigation

** CRGR Centre de Recherche du Génie Rural

La forte variabilité de l'ETP en hiver est causée par certains éléments climatiques, qui sont principalement le rayonnement solaire, le vent, la pression de vapeur d'eau et la température (RIOU, 1979). Aussi l'estimation des besoins en eau (ETR) sur une courte période doit, de préférence, intégrer des mesures directes de l'ETP plutôt que se référer à des valeurs moyennes (mesurées ou calculées sur plusieurs années).

L'écart enregistré avec l'évaluation de l'ETR par la méthode du bilan naturel est difficile à expliquer, car on ignore le degré de précision de chacune de ces déterminations, qui sont surtout représentatives localement.

2.4 La conductivité hydraulique

2.4.1 Principe du calcul et résultats

Dans son énoncé général, la loi de Darcy étendue au milieu non saturé (HILLEL, 1974) s'écrit :

$$q = - K \cdot \overset{\rightarrow}{\text{grad}} H \quad \left| \begin{array}{ll} q & \text{flux hydrique (ou vitesse de Darcy)} \\ K & \text{conductivité hydraulique} \\ \overset{\rightarrow}{\text{grad}} H & \text{gradient de potentiel total} \end{array} \right.$$

Appliquée à un système unidimensionnel (selon un axe vertical), on obtient la conductivité hydraulique à la cote z et à l'instant \bar{t} moyen (entre t et $t + \Delta t$, $\bar{t} = t + \Delta t/2$) :

$$K(z, \bar{t}) = - \frac{q(z, \bar{t})}{dH/dz}$$

$q(z, \bar{t})$ ou $q(z)$ représente le flux hydrique moyen à travers la cote z durant l'intervalle de temps Δt (Tableau 5).

$\overline{dH/dz}$ est le gradient moyen de potentiel à la cote z , qu'on déduit, des profils de charge hydraulique $H_t(z)$, par moyenne arithmétique des pentes motrices dH/dz aux instants t et $t + \Delta t$. Celles-ci sont obtenues par mesure graphique.

Tableau 8 Calcul de la conductivité hydraulique à 10 et 35 cm (conditions naturelles)

Période	3-4/3	4-5/3	5-7/3	7-9/3	9-11/3	11-17/3	17-22/3	22-30/3	30/3 - 6/4	6-13/4
\bar{t}	1,5	2,5	4	6	8	12	17,5	24	31,5	38,5

z = 10 cm

$q(z, \bar{t})$	-0,20	-0,40	-1,00	-1,10	-1,20	-1,93	-1,62	-2,13	-1,84	-2,73
$\frac{dH}{dz}$	0,10	0,25	0,60	0,80	0,935	1,935	5,25	/	/	/
$K(z, \bar{t})$	2,00	1,60	1,67	1,38	1,28	0,99	0,31	/	/	/
$\theta(z, \bar{t})$	0,400	0,393	0,384	0,370	0,355	0,329	0,292	0,247	0,195	0,147

z = 35 cm

$q(z, \bar{t})$	1,10	0,70	0,30	-0,025	-0,1	-0,716	-0,34	-0,713	-0,786	-2,10
$\frac{dH}{dz}$	-0,865	-0,63	-0,345	0,055	0,25	2,30	3,70	17,80	/	/
$K(z, \bar{t})$	1,27	1,11	0,87	0,46	0,40	0,31	0,092	0,040	/	/
$\theta(z, \bar{t})$	0,388	0,384	0,380	0,374	0,367	0,352	0,330	0,302	0,272	0,248

On donne à titre d'exemple les valeurs de ces deux paramètres pour le calcul de K , en conditions naturelles, aux cotes $z = 10$ cm et $z = 35$ cm (Tableau 8).

En irrigation, le calcul de la conductivité hydraulique a été effectué dans les 50 premiers centimètres.

2.4.2 La relation $K(\theta)$

La conductivité hydraulique d'un milieu poreux représente la facilité avec laquelle l'eau circule à l'intérieur de ce milieu, lorsqu'il existe une variation d'humidité, entre deux tranches de sol, par apport (humectation) ou perte d'eau (dessèchement).

Cette circulation sera plus ou moins efficiente selon la taille et la nature de la porosité et se modifiera suivant la teneur en eau du milieu :

si le milieu est saturé, l'eau cheminera rapidement à l'intérieur des pores les plus gros (macroporosité). La conductivité hydraulique sera élevée.

si le milieu est désaturé, l'eau se trouvant dans des pores de plus en plus petits (potentiel de succion très faible) aura un cheminement beaucoup plus lent et plus tortueux. La conductivité hydraulique sera plus faible.

Les couples (θ, K) , obtenus aux cotes 10, 25, 35, 50 et 80 cm, sont reportés sur la figure 9. On a fait la distinction entre les deux situations C.N. (conditions naturelles) et IRR. (irrigation), car les résultats sont sensiblement différents (surtout en surface). L'infiltration de l'eau, lors des apports massifs par irrigation, ne se fait probablement pas tout à fait de la même manière que lors des pluies hivernales.

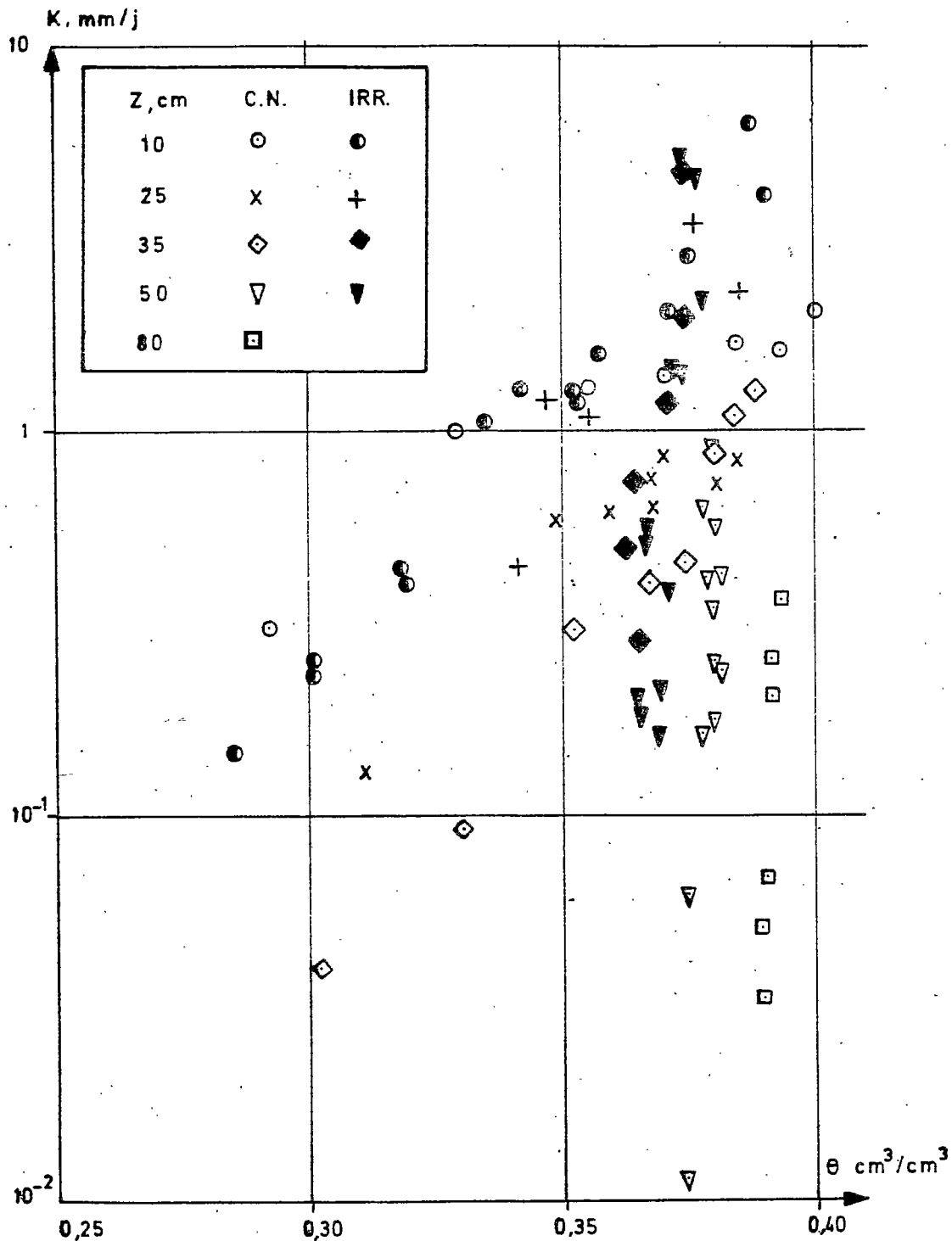
Malgré le nombre assez réduit de points mesurés, on a essayé d'ajuster les courbes $K(\theta)$ selon une loi mathématique simple. Le meilleur ajustement est obtenu avec une loi exponentielle de type $K = a \cdot e^{b \cdot \theta}$, valable uniquement sur l'intervalle d'humidité volumique observé (Tableau 9).

Tableau 9

	Profondeur z, cm	Coeff. de la loi K(θ)		Coeff. corrélation r
		a	b	
Conditions naturelles	10	$4,74 \cdot 10^{-3}$	15,27	0,946 (7 pts)
	25	$8,03 \cdot 10^{-5}$	24,54	0,932 (8 pts)
	35	$1,97 \cdot 10^{-7}$	40,06	0,988 (8 pts)
	45 - 50	$2,58 \cdot 10^{-31}$	182,49	0,762 (16 pts)
	80	10^{-99}	604,29	0,936 (6 pts)
Irrigation	10	$1,08 \cdot 10^{-5}$	33,34	0,986 (14 pts)
	25	$3,40 \cdot 10^{-6}$	35,73	0,869 (5 pts)
	35	$8,77 \cdot 10^{-27}$	162,92	0,860 (6 pts)
	45 - 50	$2,37 \cdot 10^{-39}$	239,00	0,836 (12 pts)

Le degré de corrélation entre K et θ n'est pas très élevé. On remarque qu'à partir de 45-50 cm la pente devient nettement plus forte. La conductivité hydraulique diminue rapidement pour une faible variation de la teneur en eau. A 80 cm, la relation K(θ) obtenue n'a plus aucune signification.

Fig.9. Relations $K(\theta)$ obtenues par la méthode du bilan naturel, à différentes cotes - Station ST 0



C.N. du 3_3 au 30_4_83
IRR. du 15_6 au 15_9_83

CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES AUTRES STATIONS

1 - MISE AU POINT SUR L'ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS

Les premiers résultats, obtenus en calculant les humidités volumiques à partir des comptages "in situ", demandent à ce qu'on reconsidère l'étalonnage de la sonde à neutrons pour les stations ST2, ST3 et, dans une moindre mesure, ST1. En effet, certains comptages, enregistrés lorsque le sol était très sec, ont donné des valeurs de la teneur en eau beaucoup trop faibles (et parfois même des valeurs négatives).

On avait déjà émis des réserves lors du calcul des coefficients d'étalonnage, après avoir constaté que ceux-ci s'écartaient de plus en plus, en allant vers ST3, des valeurs déterminées sur la station ST0. Bien que l'on ait critiqué ces résultats, aucune explication satisfaisante n'a pu être avancée (MONTOROI, 1983).

En reprenant les couples de valeurs ayant servi à l'ajustement mathématique, il semblerait que ceux relatifs aux faibles humidités aient une grande influence sur la détermination des coefficients. Comme ces valeurs ont été obtenues durant l'été 1982, on peut penser que l'appareil de mesure a beaucoup souffert des fortes chaleurs. Cette hypothèse est difficilement vérifiable ; cependant, on peut faire les deux remarques suivantes .

-- de par son électronique sophistiquée, la sonde neutronique est sensible à la chaleur. La sonde utilisée est tombée en panne (fin août 1982), au cours d'une séance de mesures sur le terrain. D'autres cas de mise hors-service ont été recensés en Tunisie au cours des derniers étés. Malgré les précautions prises sur le terrain, il a été difficile d'éviter l'échauffement du boîtier. La conception ancienne de l'appareillage utilisé accentue également cette fragilité. Le modèle SOLO 25, récemment commercialisé, est à ce titre, doté d'une meilleure protection contre les effets de la chaleur.

--les mesures sur le terrain débutaient tôt le matin sur la station ST0 et finissaient sur ST3 en début d'après-midi, c'est-à-dire en pleine chaleur. On peut donc concevoir que la réponse de la sonde ait été moins bonne sur cette dernière station et que l'étalonnage soit quelque peu différent de celui en ST0. L'effet progressif de la chaleur sur la réponse de la sonde expliquerait également le décalage existant entre les étalonnages des quatre stations.

Conséquence

Comme on ne dispose pas, sur ces 3 stations, d'un étalonnage théorique (au "bloc graphite"), on se référera aux droites d'étalonnage de la station ST0, dont on ajuste l'ordonnée à l'origine sur les humidités rencontrées en chaque site, en dehors de la période estivale (Tableau 10).

Tableau 10 : Coefficients des droites d'étalonnage (de la forme $\theta = a \cdot N + b$)

Couche (cm)	ST0		ST1		ST2		ST3	
	a	b	a	b	a	b	a	b
0-20	0,091	-6,8	0,091	-7,0	0,091	-7,0	0,091	-5,0
20-80	0,093	-11,4			0,094	-11,0	0,094	-10,0
80-140	0,095	-8,5	0,094	-11,0	0,094	-11,0	0,094	-10,0

N comptage "in situ" (en impulsions/seconde, i/s) rapporté à 1000 i/s dans l'eau

θ humidité volumique exprimée en $\text{cm}^3/\text{cm}^3 \times 100$

L'adoption de ce nouvel étalonnage remet en cause les valeurs absolues de la densité apparente que l'on a déterminées sur chacune des stations par la méthode gamma-densimétrique (MONTOROI, 1983). Si les valeurs en ST0 restent valables, celles des autres stations sont toutes sous-estimées. Il convient donc de les corriger, en ajoutant + 0,1, pour conserver une précision satisfaisante.

2 - RESULTATS EXPERIMENTAUX

2.1 Evolution dans le temps de la teneur en eau volumique, sur les stations ST1, ST2 et ST3

Les remarques faites sur le graphique $\theta_z(t)$ de la station ST0 (Fig. 1) sont également valables pour les 3 autres stations (Fig. 10 a, b et c).

On notera cependant,

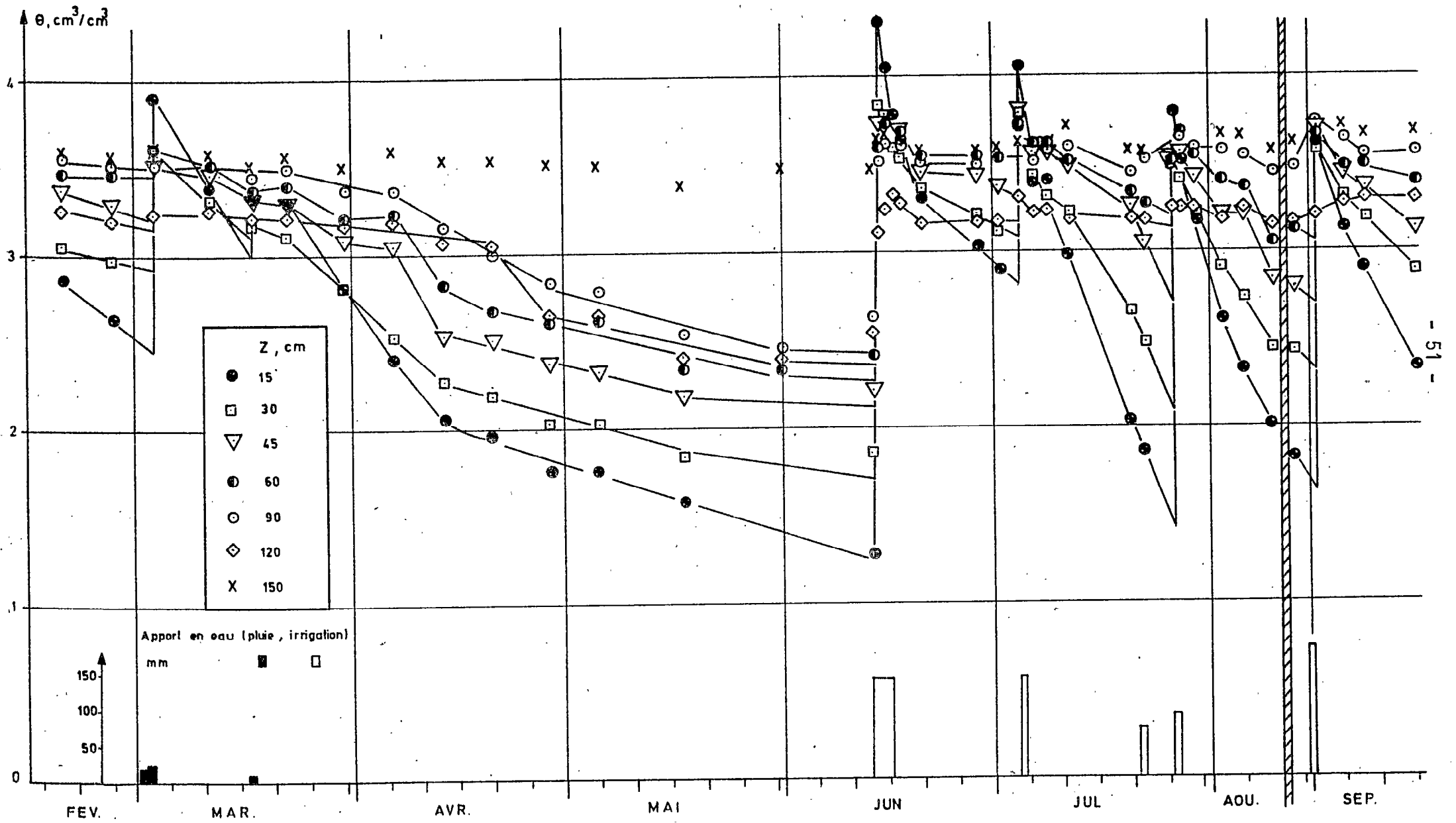
.en conditions naturelles,

- que l'épaisseur du sol affectée par les 3 mois de dessèchement diminue de ST1 à ST3, à cause de la proximité de la nappe phréatique. Les valeurs approximatives sont 1,60 m en ST1, 1,20 m en ST2 et 1,00 m en ST3 et correspondent au niveau piézométrique de la nappe. En ST0 l'épaisseur atteinte est de 1,80 m, la nappe étant à environ 2 mètres.
- que le ralentissement du processus de dessèchement, déjà signalé en ST0, se généralise aux autres stations et est beaucoup plus accusé dans les horizons profonds. En ST3, à partir du 13/4 l'amortissement est tel, que la teneur en eau reste constante sur une grande partie du profil. Ce ralentissement, qui se produit aux environs du 10-15 avril dans les horizons supérieurs, et qui se décale dans le temps en profondeur, pourrait être mis en relation avec l'enfoncement progressif du système racinaire au cours de la croissance de la culture. De plus, l'orge en commençant sa maturation (mi-avril), a des besoins en eau beaucoup plus faibles.

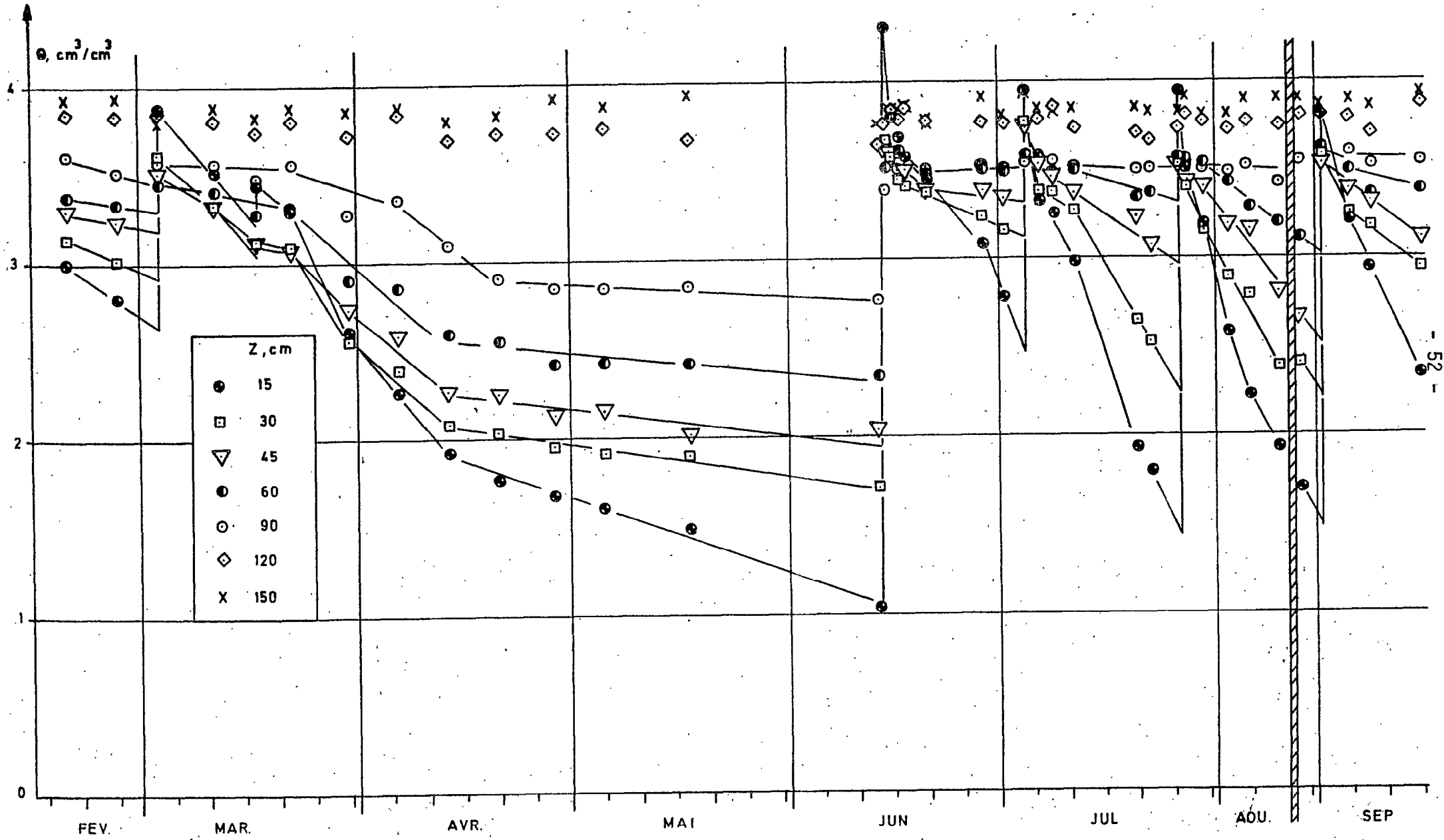
.en irrigation, que, contrairement à ce qui se passe pour ST0, tous les horizons sont à peu près resaturés sur les 3 sites, dès la 1ère irrigation.

Fig. 10 - Evolution dans le temps de la teneur en eau à différentes cotés

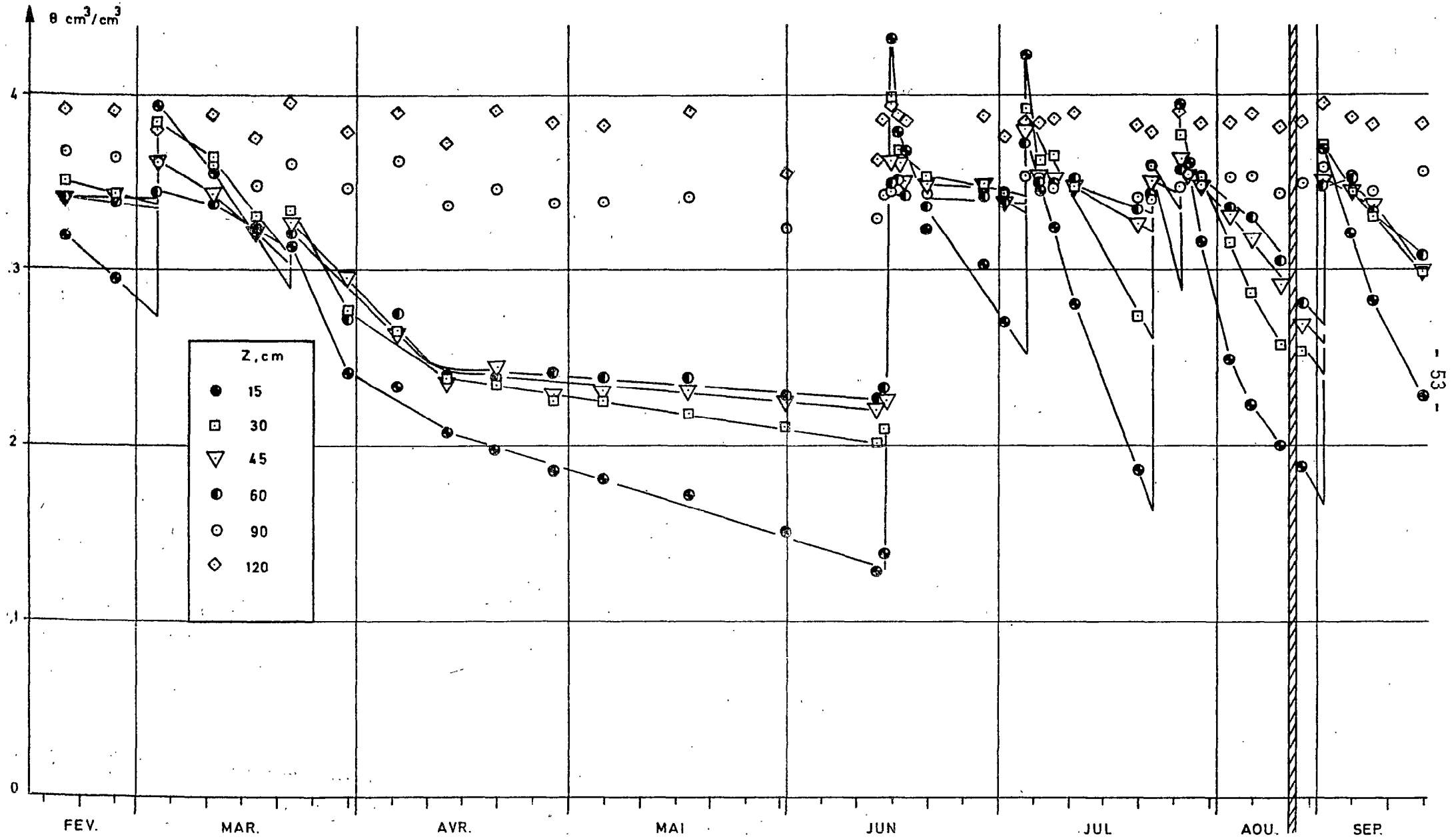
a - Station ST 1



b. Station ST 2



c_Station ST 3



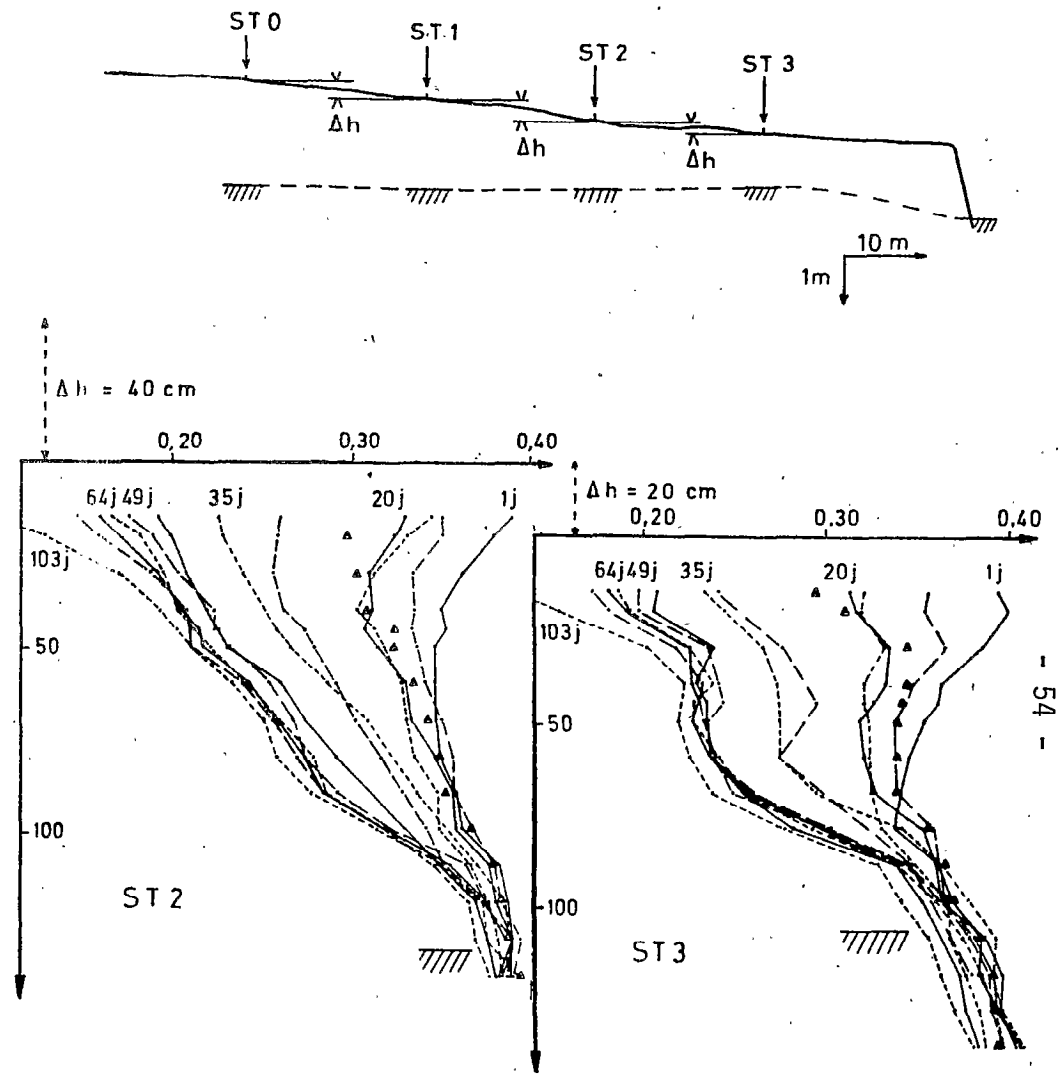
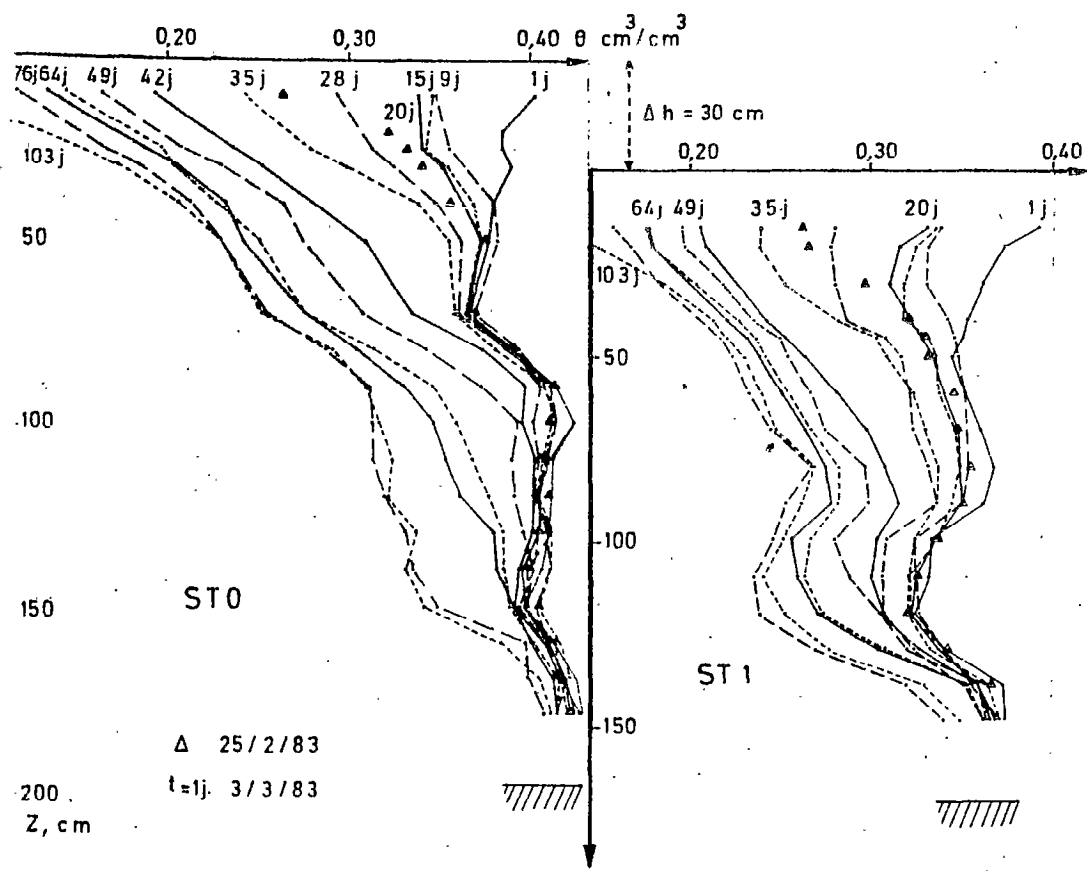
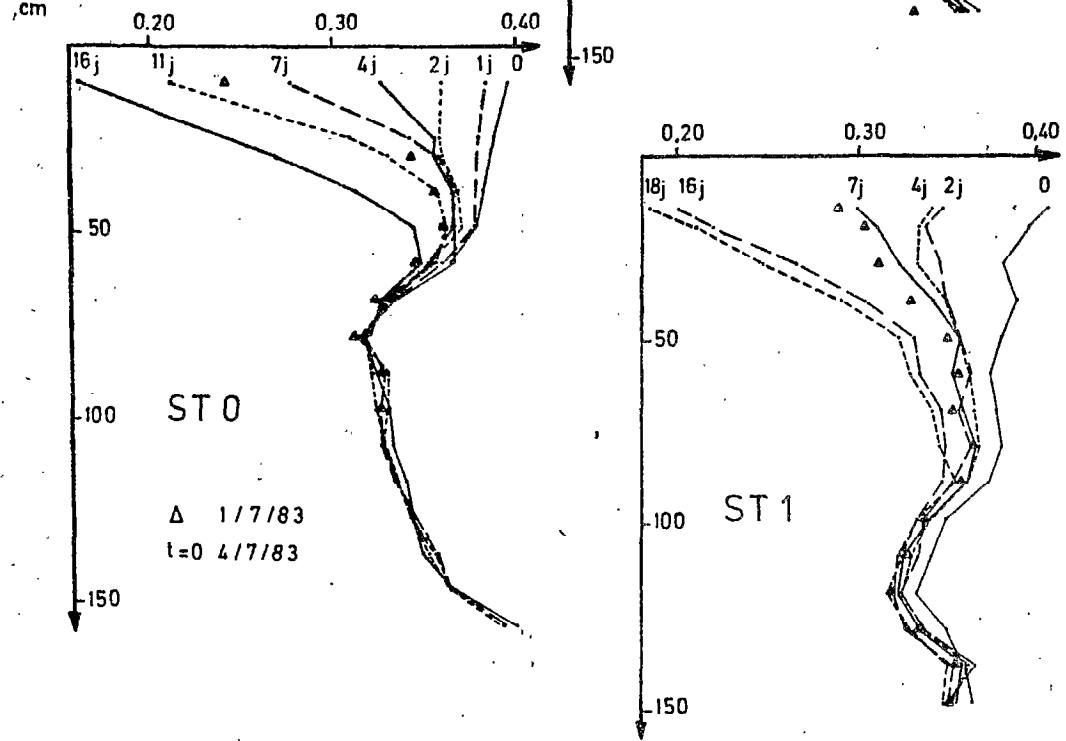
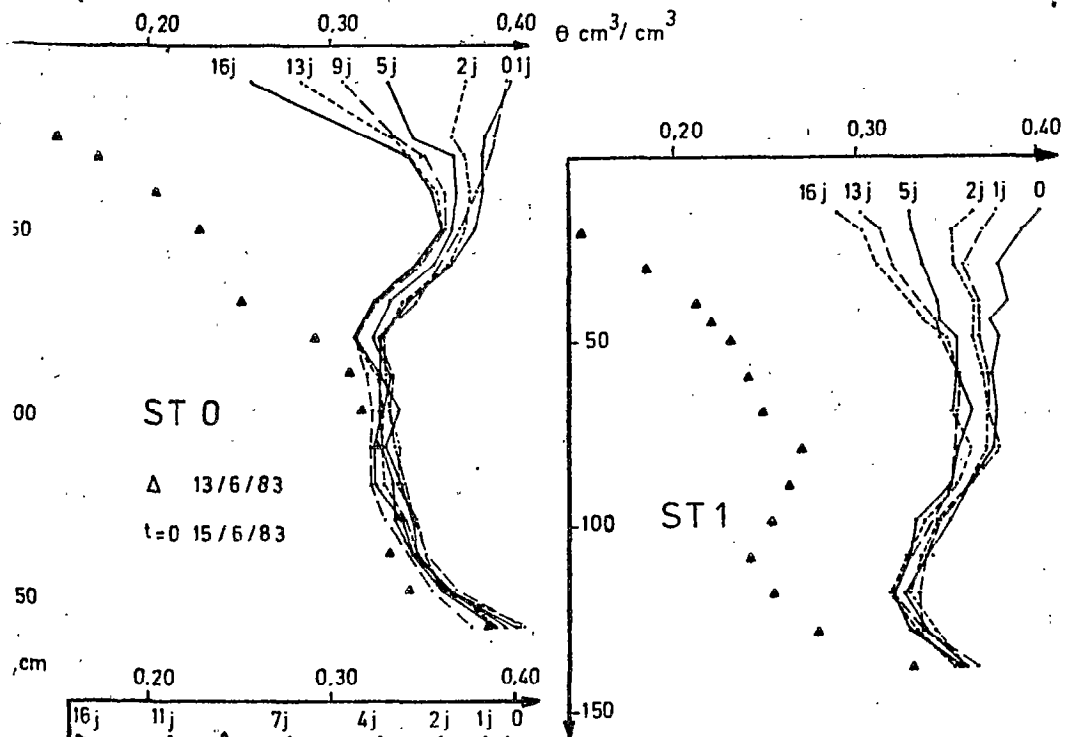


Fig.11 - Evolution dans le temps des profils hydriques
sur les 4 stations (compte tenu de leur situation topographique)

a - Période du 3_3 au 13_6_1983 (conditions naturelles)

- Niveau piézométrique de la nappe phréatique
- Profil hydrique avant une pluie ou une irrigation



C_ Période du 4 au 20_7_1983 (irrigation)

b_ Période du 15_6 au 1_7_1983 (irrigation)

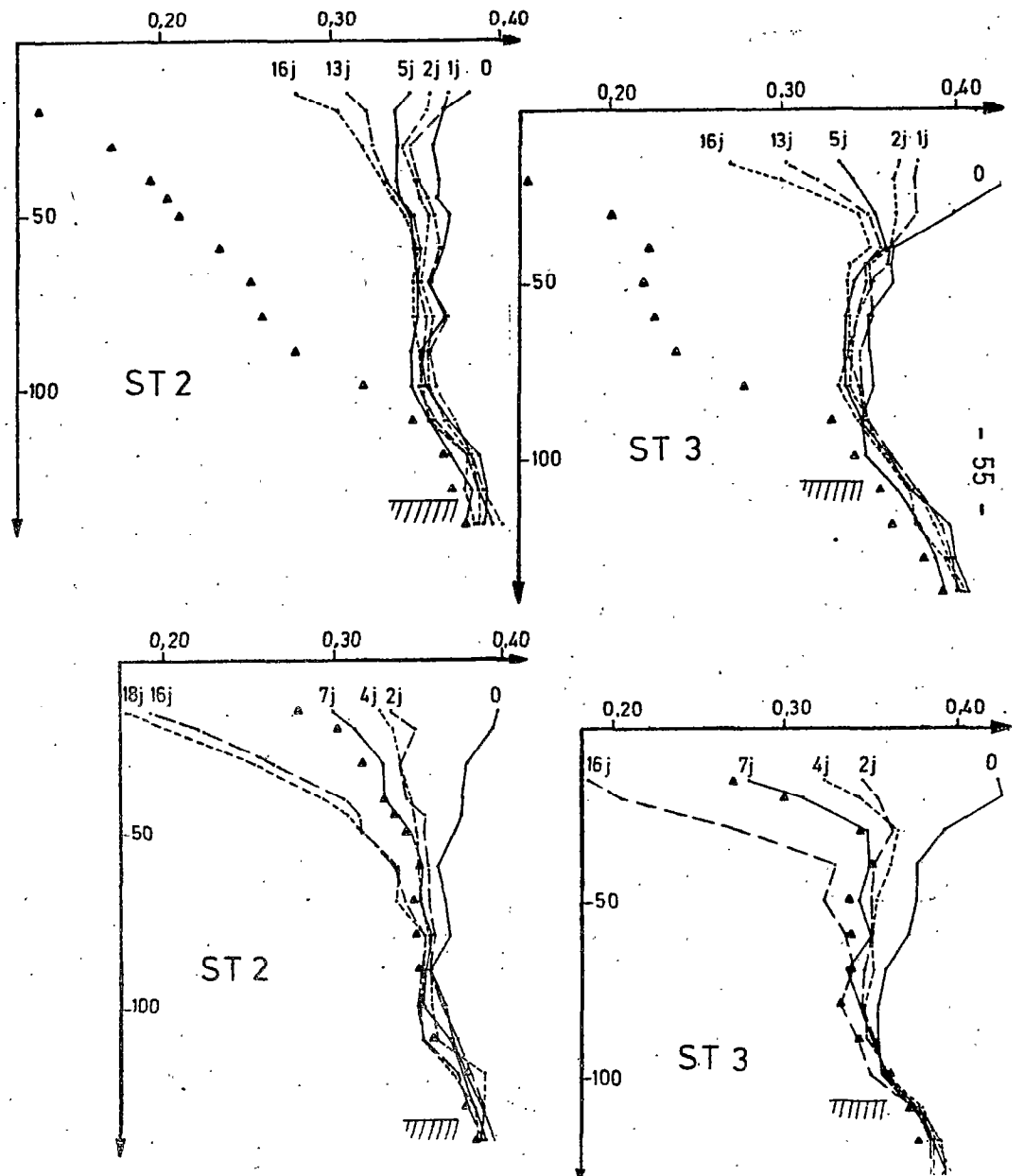
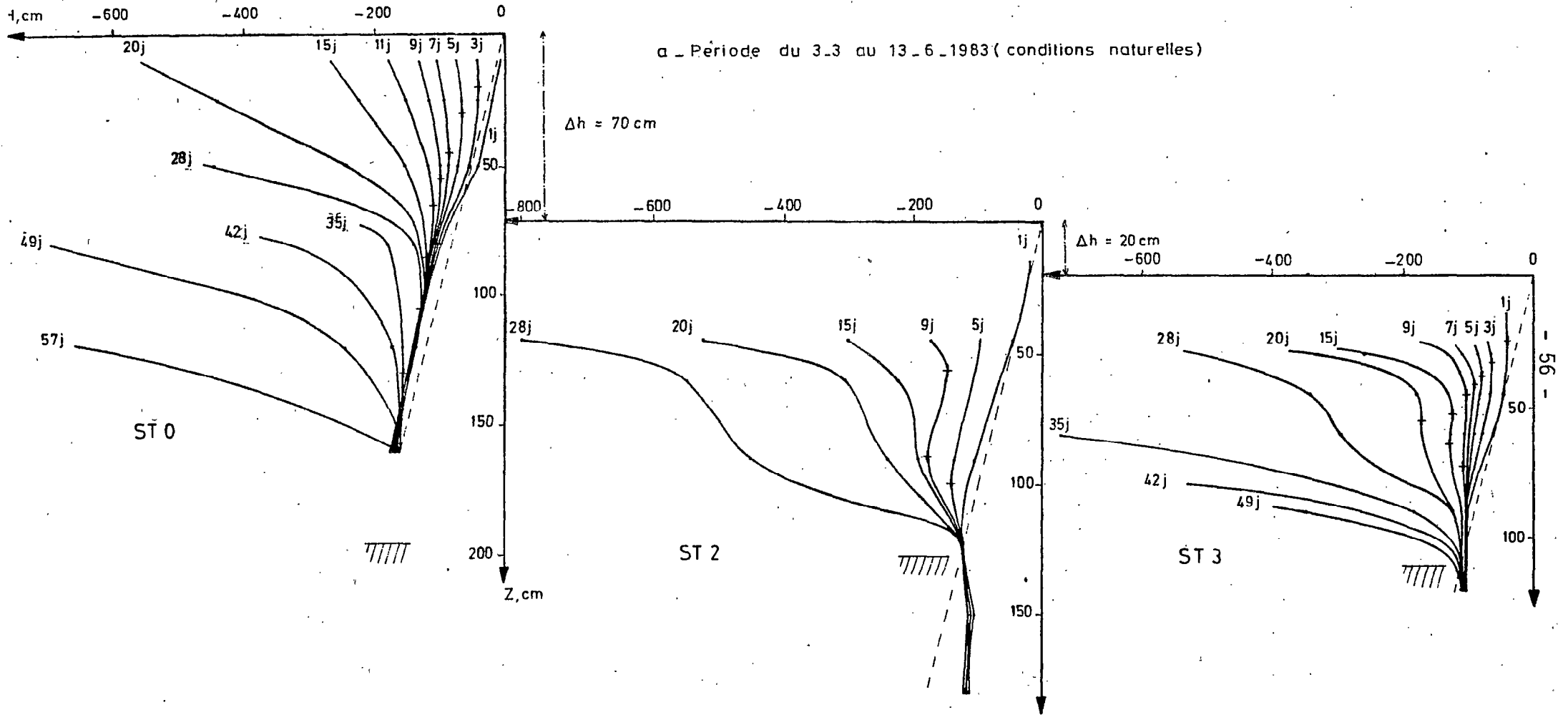




Fig. 12 - Evolution dans le temps des profils de charge hydraulique


sur les 4 stations (compte tenu de leur situation topographique)

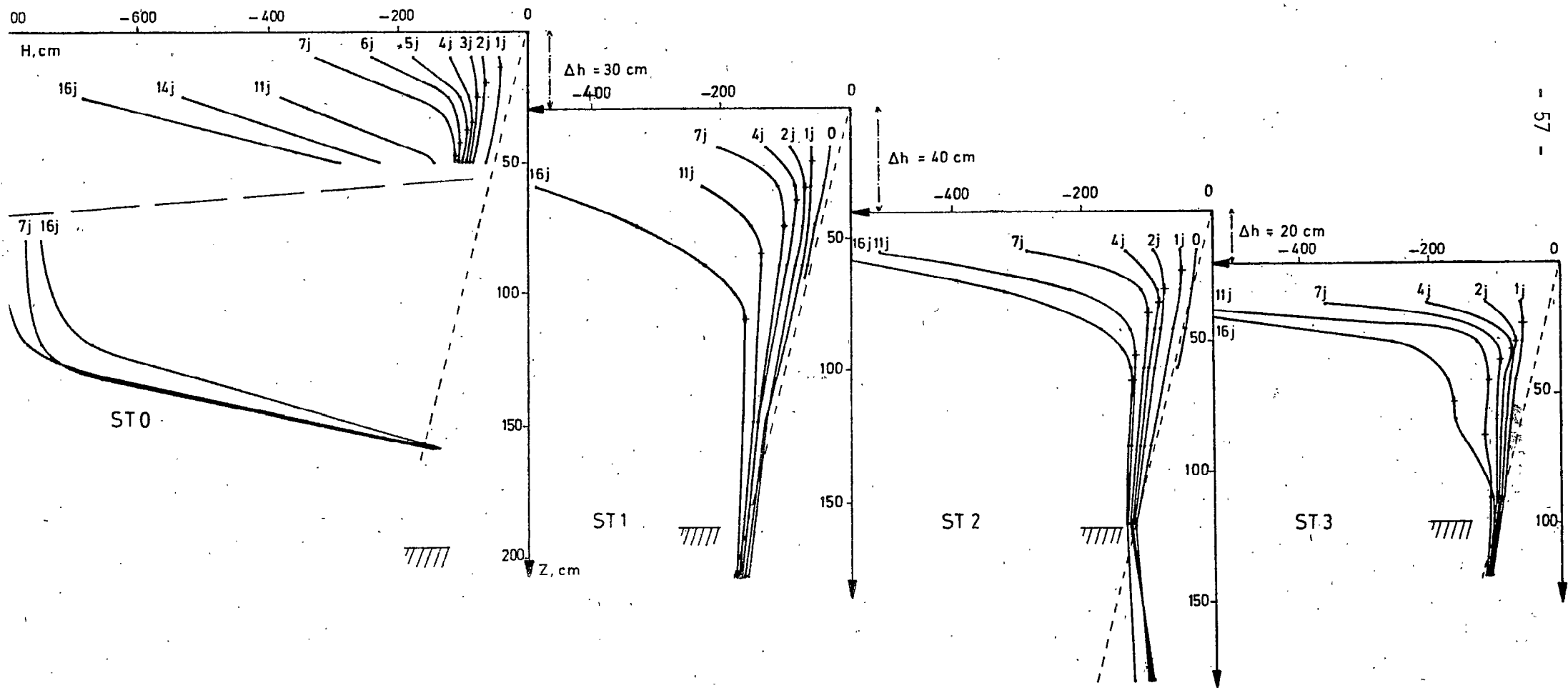
a - Période du 3_3 au 13_6_1983 (conditions naturelles)



 Niveau piézométrique de la nappe phréatique

 $dH/dz = -1$

 Position du plan de flux nul



b_Période du 4 au 20_7_1983 (irrigation)

//// Niveau piézométrique de la nappe phréatique

----- $dH/dz = -1$

+ Position du plan de flux nul

2.2 Profils hydriques et profils de charge hydraulique

On compare les profils, obtenus sur les 4 stations, en tenant compte de la position topographique de celles-ci sur la parcelle. On suit leur évolution en conditions naturelles (Fig. 11a et 12a) et en irrigation (Fig. 11b et 12b).

Pour mieux visualiser le comportement particulier de la station ST0 à l'humectation (reconstitution partielle de la réserve hydrique), on a dessiné les profils relatifs à la période intermédiaire allant du 15/6 au 1/7 (Fig. 11b).

On a reporté sur les figures, le niveau piézométrique de la nappe phréatique. En ST2 et ST3 on n'observe pas de variation significative de la teneur en eau volumique au-dessous de ce niveau. On remarquera également que ces profils hydriques ne se modifient pratiquement plus au bout d'un certain intervalle de temps, qui est d'autant plus court lorsqu'on passe de ST0 à ST3. Estimé en ST0 à environ 70 jours, il est approximativement de 49 jours en ST2 et de 42 jours en ST3. En ST1 il est plus difficile à apprécier, mais il semblerait se rapprocher de la valeur de ST0. On verra plus loin que la proximité de la nappe phréatique joue un rôle important, notamment en ST2 et ST3.

2.2.1 Validité des mesures tensiométriques

On a été obligé d'écarter les mesures faites sur certains tensiomètres pour diverses raisons :

- fonctionnement défectueux : tel est le cas des tensiomètres situés à 1,50 m en ST1 et ST3, qui n'ont jamais donné de valeurs fiables de la succion, malgré de fréquents contrôles.
- décrochage immédiat : ainsi les tensiomètres à 15 cm en ST1 et ST3 et à 30 cm en ST1 et ST2 n'ont pu être relevés en conditions naturelles.
- bougie poreuse fêlée : le tensiomètre 90 cm (ST1), une fois définitivement retiré, présentait ce défaut. La lecture est systématiquement sous-estimée.

Il résulte donc, en conditions naturelles, qu'on n'a pas pu tracer de profils de charge sur ST1 et que ceux relatifs aux stations ST2 et ST3 sont incomplets.

On notera que la lecture tensiométrique est faite à ± 2 cm d'eau, mais de nombreux facteurs sur le terrain peuvent augmenter son imprécision : présence de bulles d'air dans le circuit d'eau (malgré le remplissage régulier avec une eau désaérée) ; influence de la température ; baisse du niveau de mercure dans le réservoir, à laquelle on peut remédier en partie à l'aide d'un système maintenant le niveau constant (MONTOROI, 1983) etc.

2.2.2 Commentaires sur les profils de charge hydraulique

◇ En présence d'une nappe phréatique, il existe un point fixe du profil de charge autour duquel pivote les courbes lors d'une période d'humectation ou de ressuyage (MECHERGUI, 1980). Ceci se vérifie bien sur les 4 stations aussi bien en conditions naturelles qu'en irrigation. La position de ce point fixe correspond approximativement avec la mesure piézométrique de la nappe.

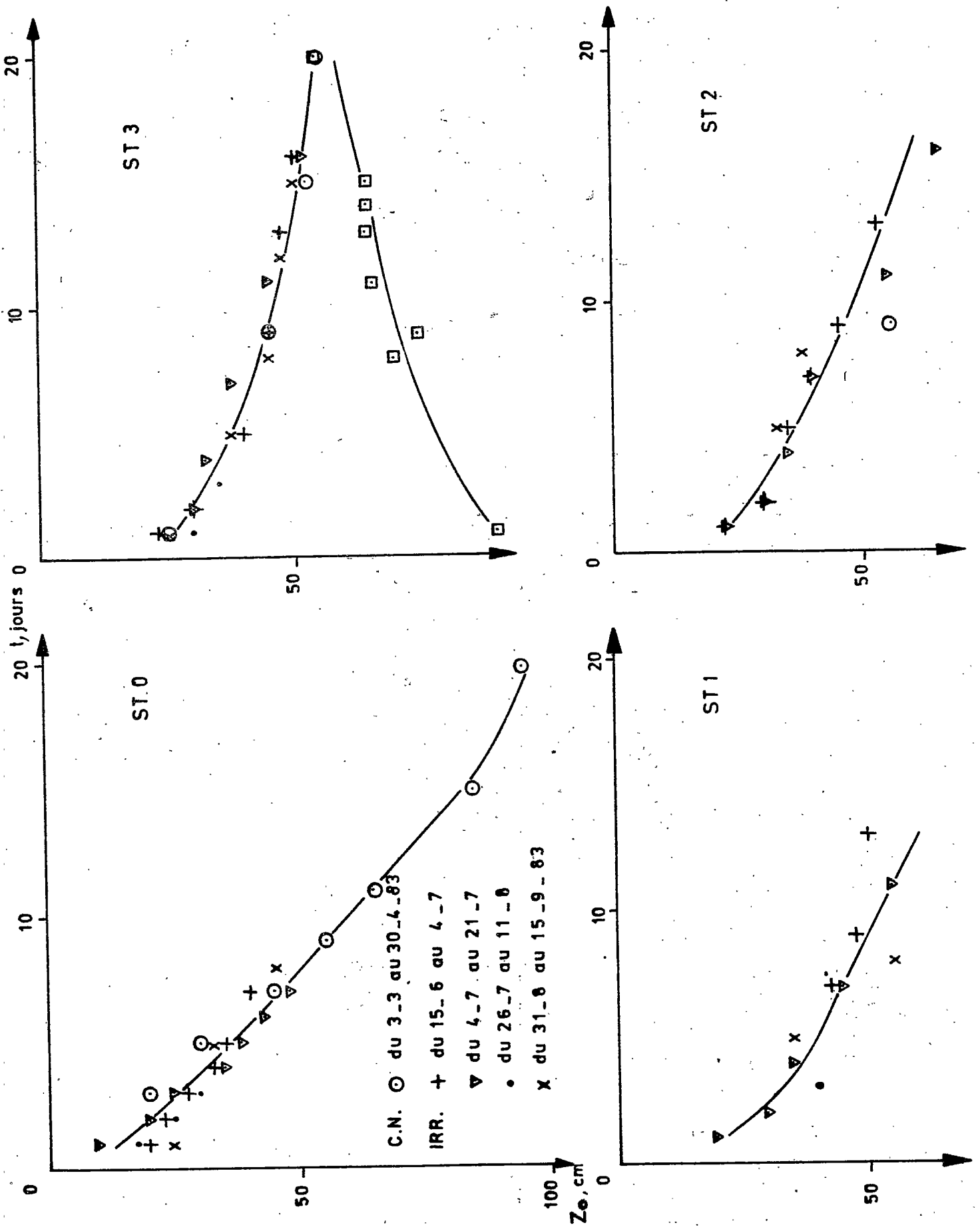
◇ Contrairement à ST0, où existe une zone à fortes valeurs du potentiel matriciel, toutes les autres stations voient leur profil de charge revenir, en humectation, à un profil en écoulement gravitaire vers la nappe.

◇ En ST2 et ST3, les profils de charge sont déformés en profondeur par l'établissement à partir de la nappe phréatique d'un second plan de flux nul. Lors du dessèchement, celui-ci se déplace vers le sommet du profil et converge vers le plan de flux nul supérieur pour aboutir à un profil entier en évaporation.

Evolution dans le temps du (ou des) plan(s) de flux nul

La figure 13 indique, pour chaque station, la position (z_0) du (ou des) plan(s) de flux nul relevée à divers instants (t) sur les profils de charge. Toutes les périodes de dessèchement observées ont été prises en compte. La courbe $z_0(t)$ s'amortit d'autant plus vite de l'amont vers l'aval (c'est-à-dire de ST0 à ST3) que la nappe est plus proche de la surface.

Fig.13 - Evolution dans le temps de la profondeur du plan de flux nul, pour différentes périodes de dessèchement.



On a reporté en ST2 et ST3 les cotes du plan de flux nul inférieur dans la mesure où on a pu l'évaluer de manière satisfaisante. En ST3 le point de rencontre des 2 plans de flux nul se situe à environ 55 cm au bout de 20 jours (période du 3/3 au 13/6).

2.3 Localisation de la nappe phréatique

2.3.1 Localisation séquentielle

Sur chaque station, on a déterminé la profondeur de la nappe phréatique de deux manières :

◇ par piézométrie :

Faisant suite à la campagne de mesures entreprise en 1982 (MONTOROI, 1983), le relevé systématique des 4 piézomètres a permis les observations suivantes :

.on retrouve en juin les valeurs rencontrées l'année précédente, à savoir 1,95 m en ST0, 1,70 m en ST1, 1,35 m en ST2 et 1,00 m en ST3. Celles-ci situent la nappe au voisinage de son niveau le plus bas (observé le 25/8/1982).

.au cours du 1er semestre 1983, très faiblement et très inégalement arrosé (environ 80 mm, dont 46 sur 2 jours), le niveau de la nappe ne s'est quasiment pas modifié. On décèle néanmoins un léger abaissement d'environ 5 cm.

.à l'instar des pluies enregistrées en 1982, les irrigations successives influent sur la nappe en faisant monter son niveau. L'amplitude de variation ne dépasse jamais 30 cm en ST0-ST1 et 15 cm en ST2-ST3. Entre deux irrigations, la nappe revient à sa position initiale en moins de 10 jours.

◇ par tensiométrie

La lecture d'un tensiomètre, situé dans la nappe, donne directement la profondeur de celle-ci (VIEILLEFON et ZANTE, 1981 ; JOURDAN, 1982).

Les tensiomètres, placés à 1,80 m en ST1, à 1,80 et 1,50 m en ST2, à 1,50 et 1,20 m en ST3, se trouvent dans cette situation. Seuls ceux à 1,80 m (ST1 et ST2) et à 1,50 m (ST3) ont fourni des données satisfaisantes, tout en présentant néanmoins une certaine dispersion.

On a reporté, sur la figure 14, les valeurs de la charge hydraulique (H, en cm d'eau) relatives à ces derniers et les mesures de la profondeur de la nappe obtenues grâce aux piézomètres (z nappe, en cm).

Si on prend la méthode piézométrique, classiquement employée comme référence, la lecture tensiométrique aurait tendance à surestimer la position de la nappe en ST1 et ST2 et à la sous-estimer en ST3.

2.3.2 Localisation spatiale

Des mesures faites par M. MECHERGUI en 1980, à partir d'un réseau de 31 piézomètres (simples trous de tarière sur un maillage 10 x 10 m), on trace (par interpolation linéaire) les courbes figurant les points de la nappe qui ont la même épaisseur de sol au-dessus (courbes isopaques, figure 15 a).

En superposant celles-ci avec le plan topographique de la parcelle (MONTOROI, 1983), on établit une nouvelle famille de courbes représentant les points de la nappe qui ont la même cote absolue (courbes isopièzes, figure 15b). Cette représentation topographique du toit de la nappe indique approximativement :

- que celle-ci n'est pas statique et qu'elle s'écoule vers le réseau de fossés situé au nord de la parcelle,
- qu'il existe une zone, où sa cote est plus élevée. Localisée surtout sous la station ST2, il est intéressant de constater que cette zone coïncide avec un niveau très argileux (MONTOROI, 1983).

Fig.14 - Relation entre la profondeur de la nappe et la charge hydraulique (relative aux tensiomètres situés dans la nappe)

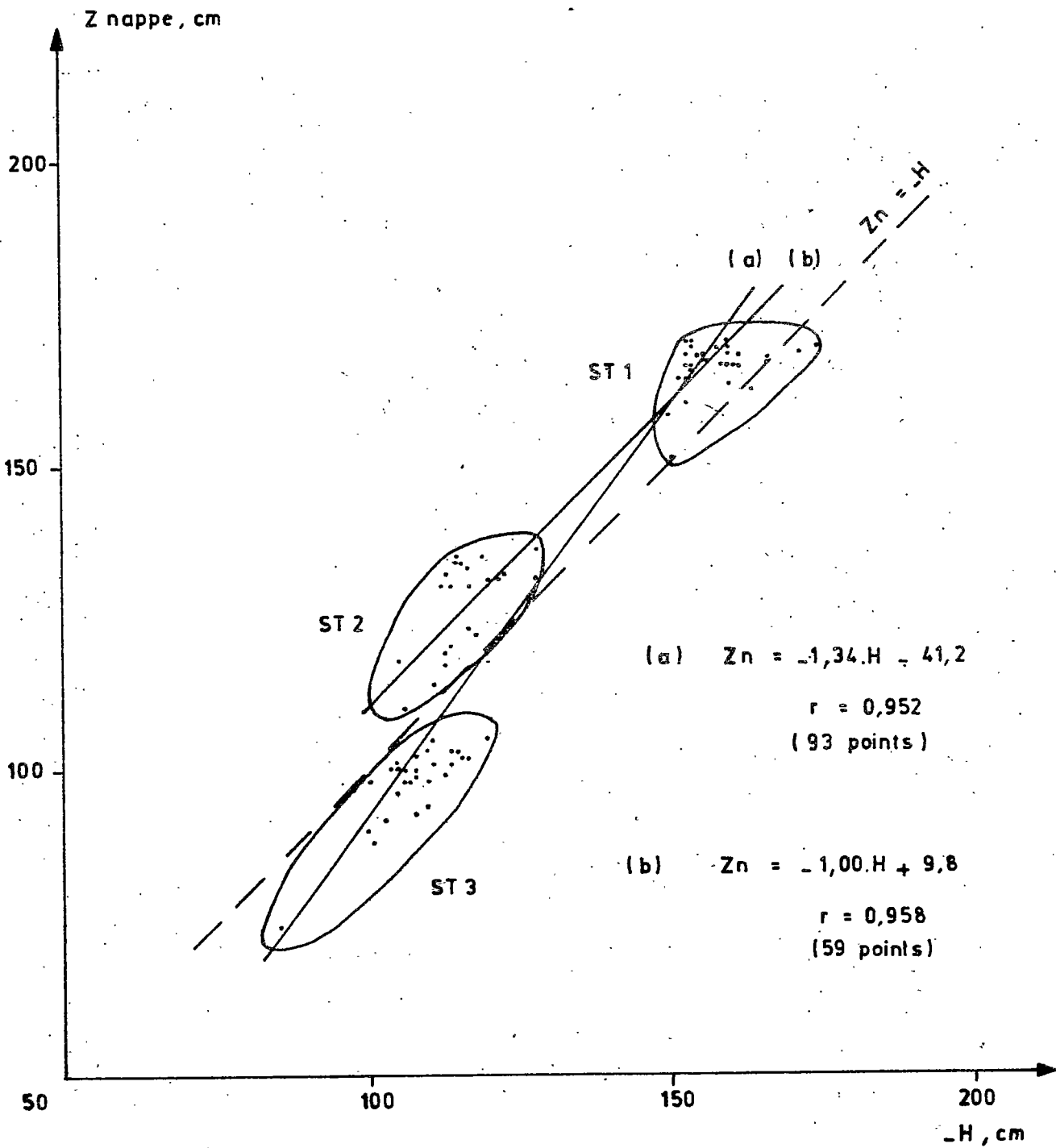
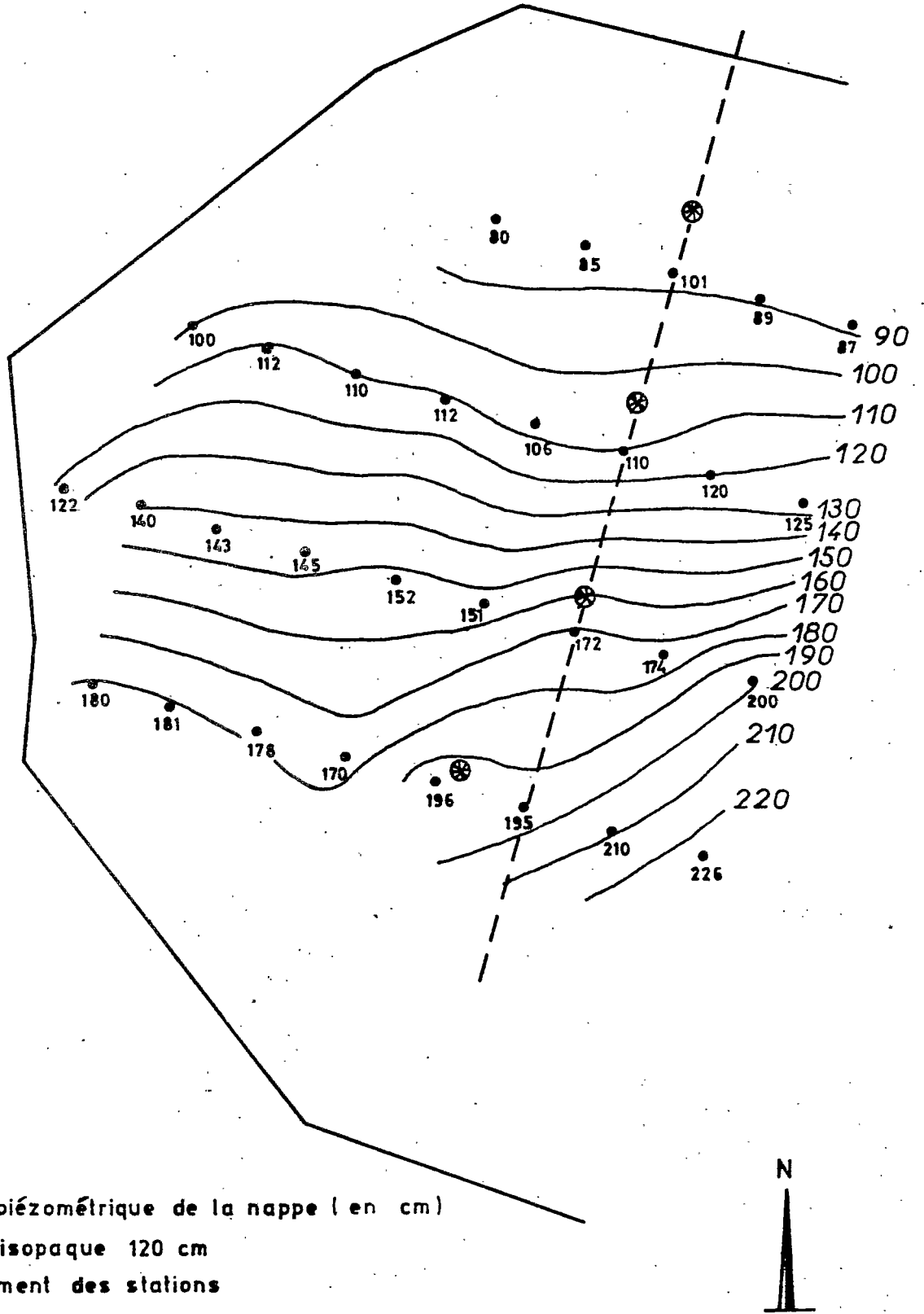
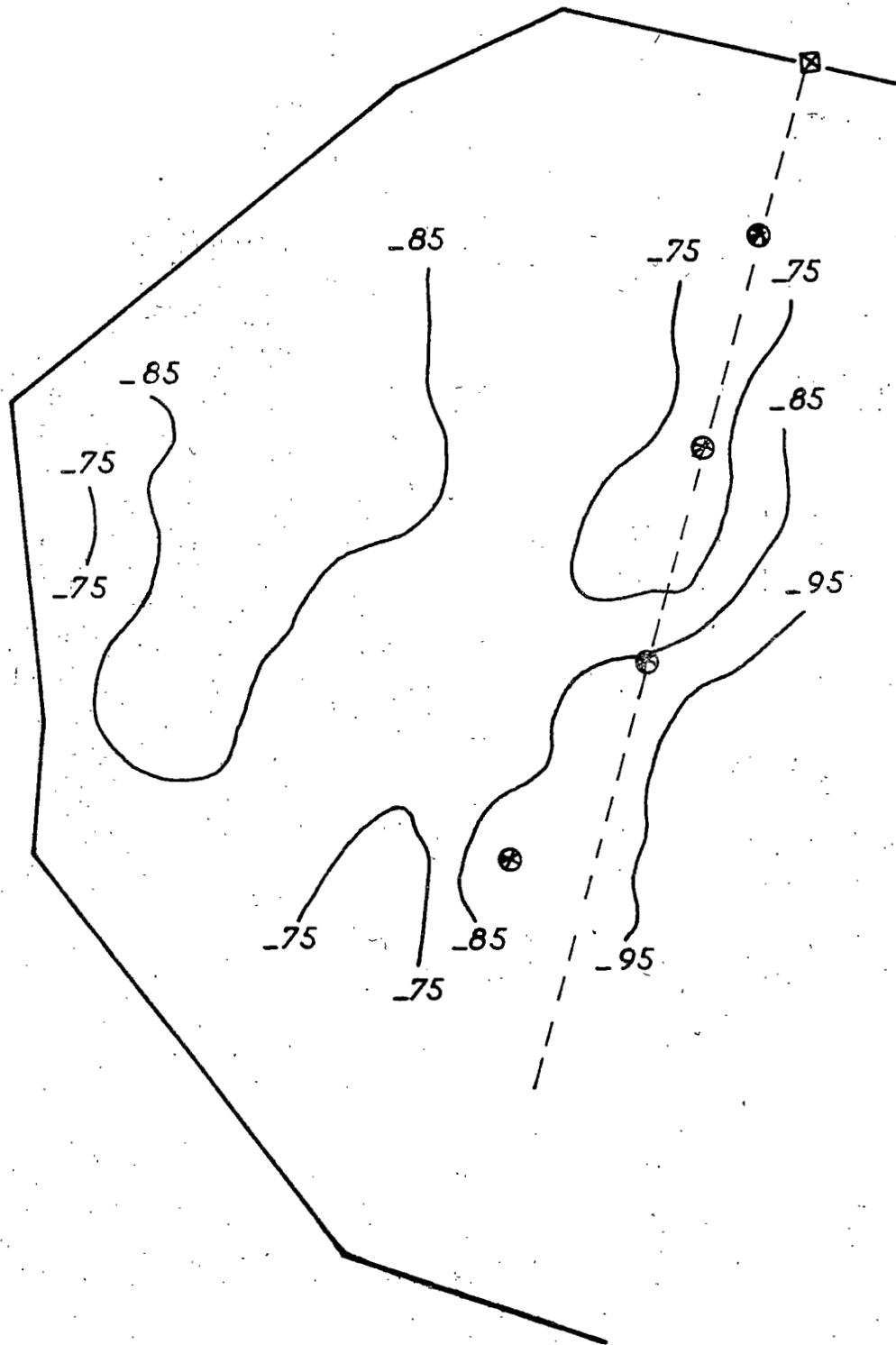


Fig.15 a_Courbes isopaques

(Parcelle d'EL Habibia au 10.12.1980)



b_ Courbes isopièzes



⊠ Point de référence des altitudes

—75 Courbe isopièze -75 cm

3 - ANALYSE DES RESULTATS

3.1 Relation $h(\theta)$

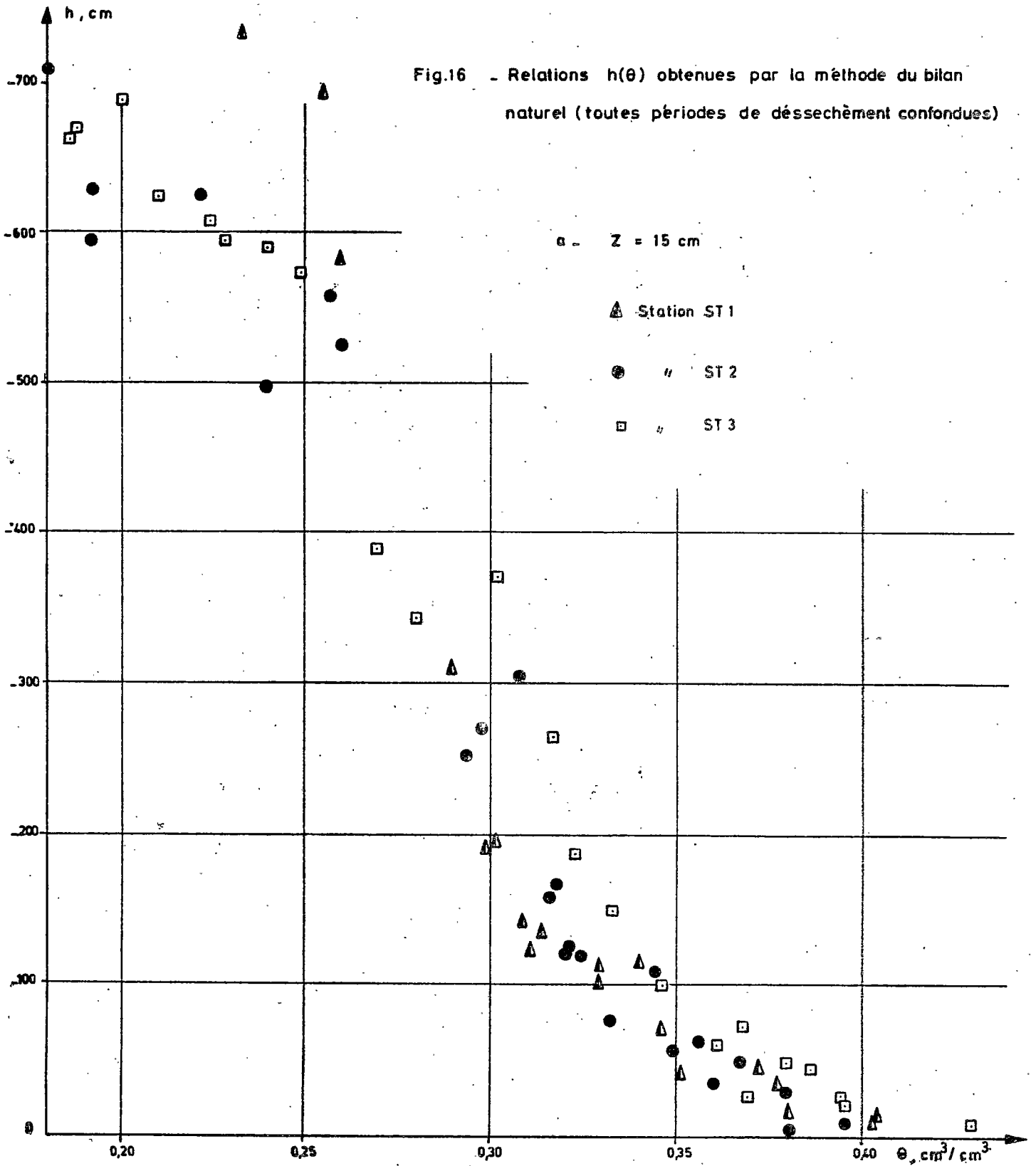
A la suite des remarques faites pour la station ST0, on a regroupé, à différentes cotes, tous les couples (h, θ) mesurés en phase de dessèchement pour chacune des 3 autres stations (Fig. 16a, b, c et d). Comme le dessèchement a lieu moins profondément qu'en ST0, on n'a établi les courbes $h(\theta)$ qu'aux profondeurs 15, 30, 45 et 60 cm.

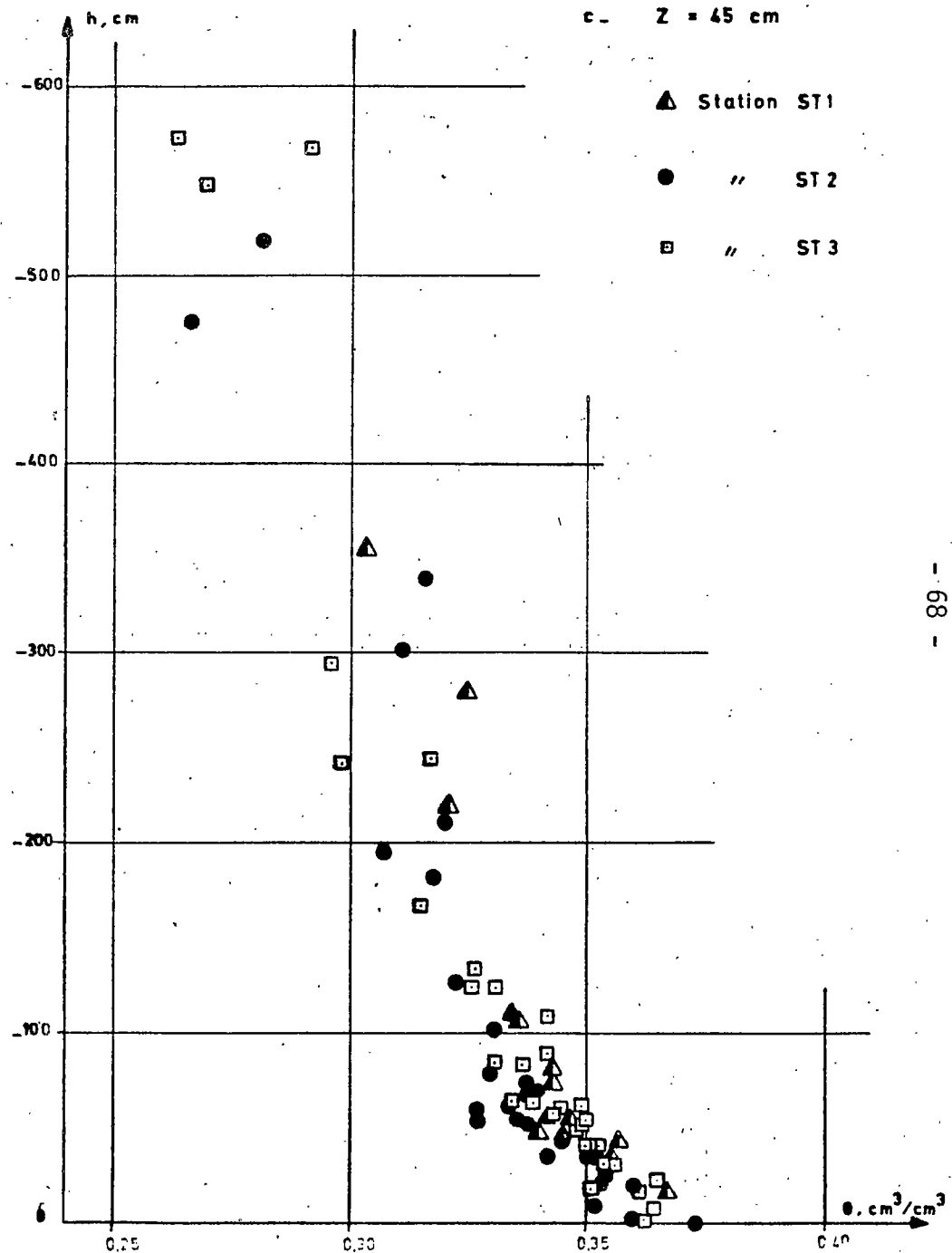
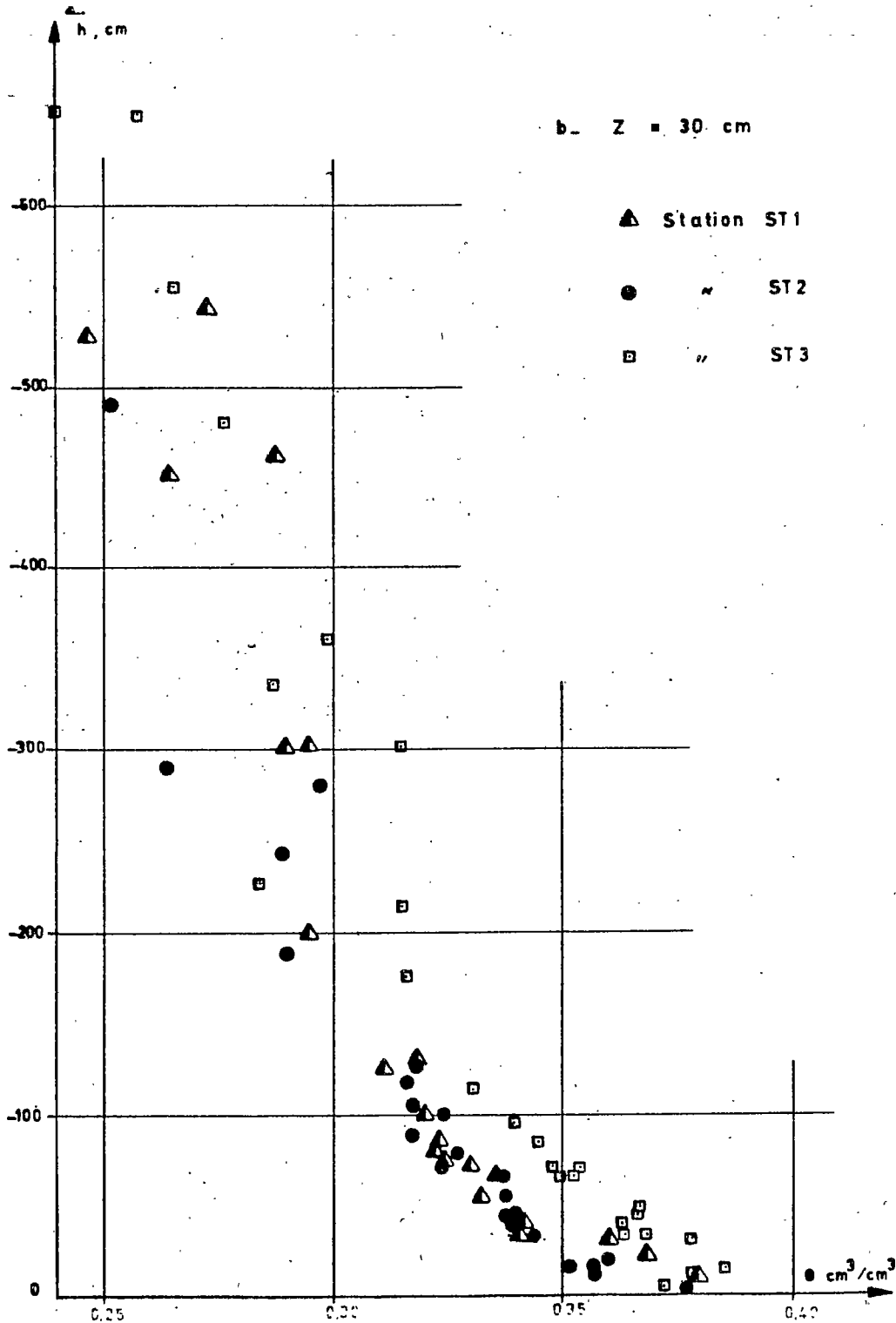
L'ajustement mathématique, selon la loi $h = a \cdot e^{b \cdot \theta}$ (valeurs de h allant jusqu'à - 600 cm d'eau), donne des coefficients en général plus élevés sur ST3 et très voisins en ST1 et ST2 (Tableau 11). Bien que les tensiomètres soient disposés à des profondeurs légèrement différentes, les coefficients de ST0 et ST1 sont également très proches.

3.2 Relation $K(\theta)$

Pour déterminer cette relation à différentes cotes, on a procédé aux mêmes calculs que pour la station ST0.

La corrélation entre les paramètres K et θ , selon la loi empirique $K = a \cdot e^{b \cdot \theta}$, est en général moins bonne. Elle reste toutefois peu significative étant donné le nombre limité de couples (θ, K) . En ST1, on n'a pas pu établir de relation à 15, 30 et 45 cm faute de mesures tensiométriques fiables (Tableau 12).





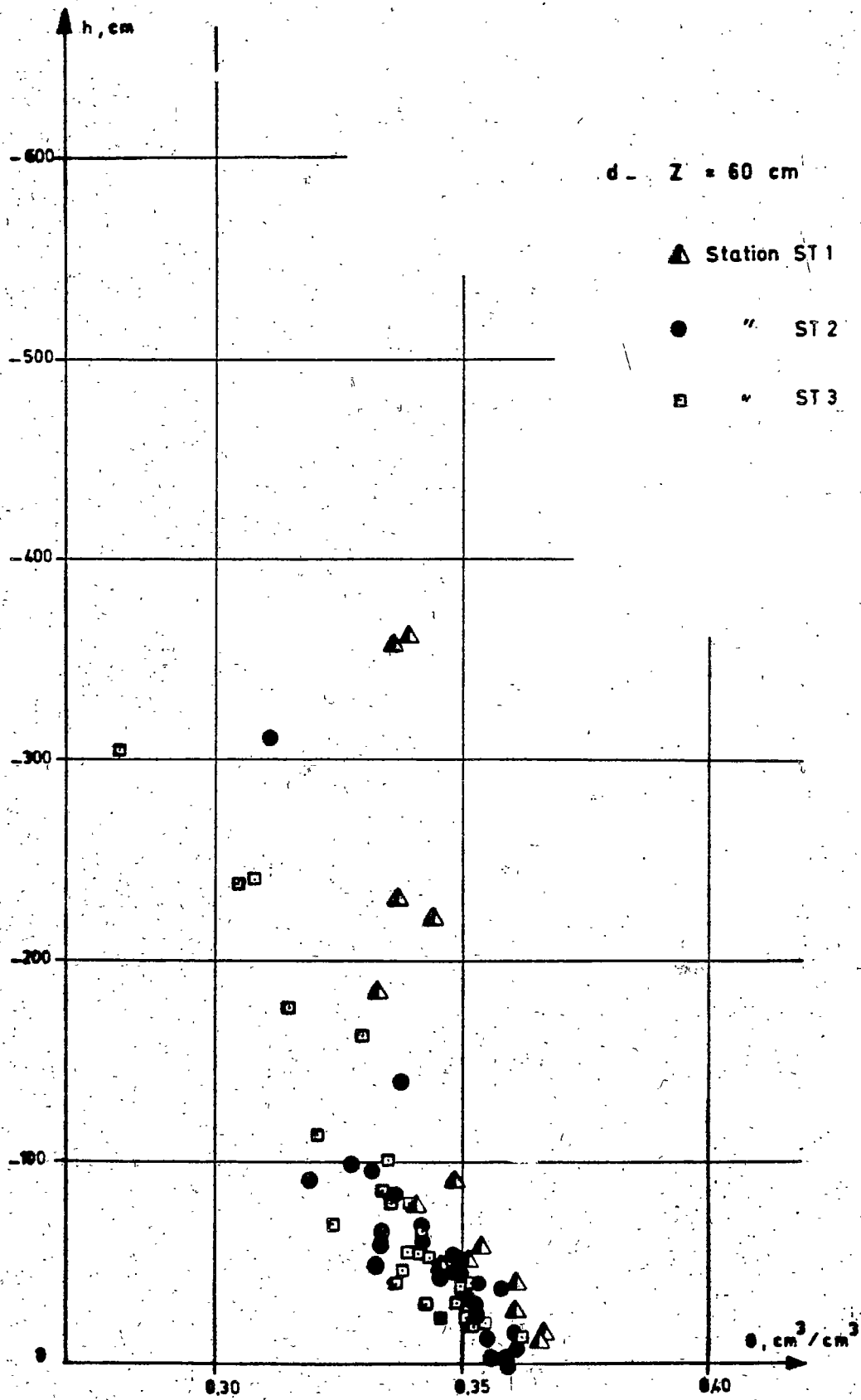


Tableau 11

	Profondeur (cm)	Coefficients de $h(\theta)$		Coefficient de corrélation r
		a	b	
ST1	15	- 4,40.10 ⁵	- 25,71	- 0,976 (19 pts)
	30	- 1,90.10 ⁶	- 31,10	- 0,972 (23 pts)
	45	- 2,73.10 ⁹	- 51,16	- 0,947 (14 pts)
	60	- 1,46.10 ¹⁵	- 87,72	- 0,905 (15 pts)
ST2	15	- 3,63.10 ⁵	- 25,27	- 0,918 (21 pts)
	30	- 1,09.10 ⁷	- 37,30	- 0,918 (23 pts)
	45	- 4,84.10 ⁹	- 54,88	- 0,856 (28 pts)
	60	- 2,19.10 ¹²	- 72,15	- 0,715 (26 pts)
ST3	15	- 8,29.10 ⁴	- 19,92	- 0,958 (18 pts)
	30	- 2,46.10 ⁶	- 30,66	- 0,903 (21 pts)
	45	- 4,19.10 ⁷	- 39,53	- 0,936 (23 pts)
	60	- 6,35.10 ⁸	- 48,43	- 0,853 (20 pts)

Fig. 17. Relations $K(\theta)$ obtenues par la méthode du bilan naturel, à différentes cotes - Période du 15_6 au 15_9_1983 (Irrigation)

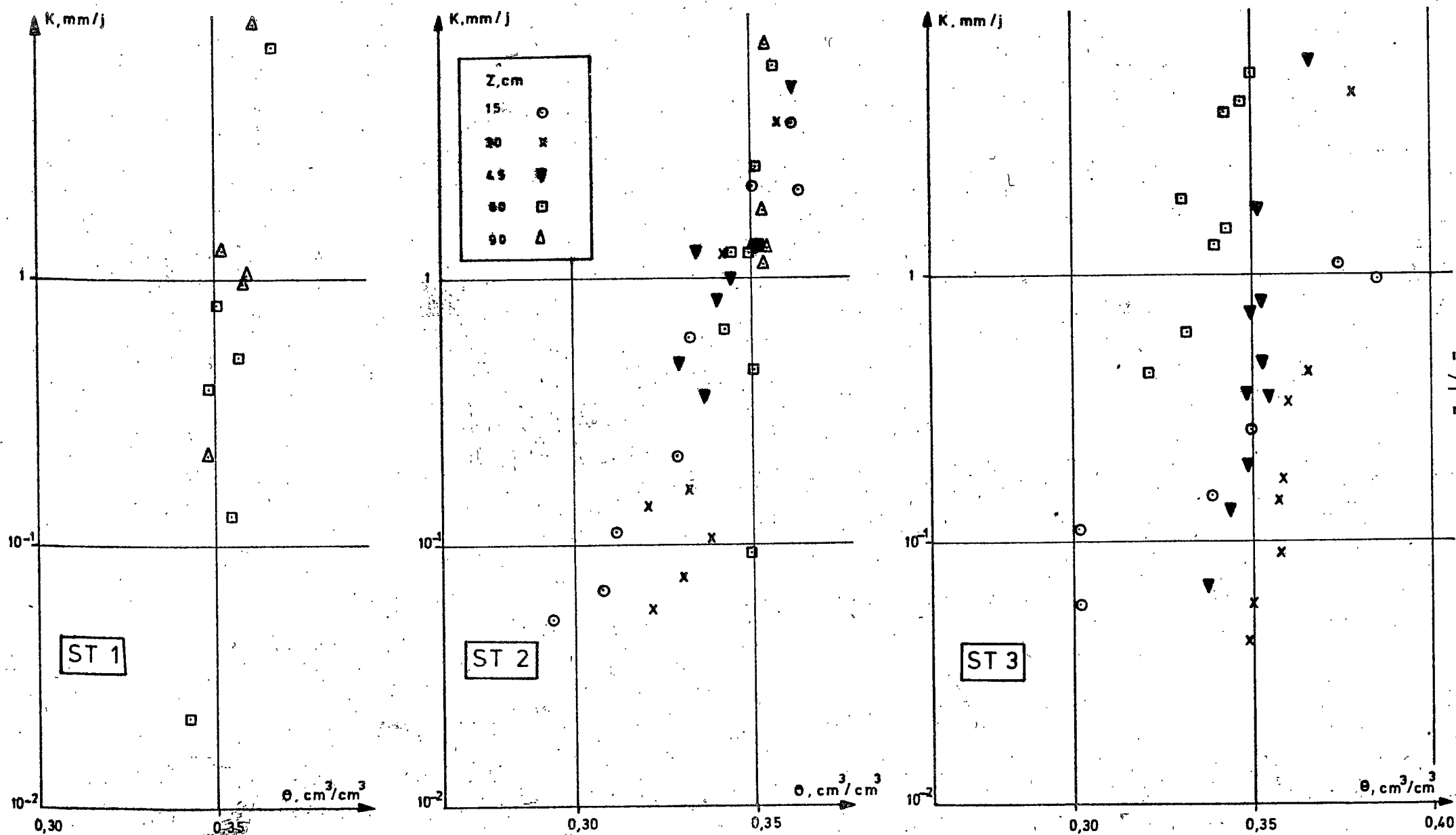


Tableau 12

	Profondeur (cm)	Coefficients de $K(\theta)$		Coefficient de corrélation r
		a	b	
ST1	60	$3,07 \cdot 10^{-32}$	203,04	0,855 (6 pts)
	90	$7,85 \cdot 10^{-30}$	189,07	0,780 (5 pts)
ST2	15	$2,61 \cdot 10^{-10}$	64,07	0,975 (8 pts)
	30	$1,03 \cdot 10^{-16}$	105,85	0,865 (7 pts)
	45	$2,25 \cdot 10^{-10}$	64,90	0,848 (7 pts)
	60	$1,25 \cdot 10^{-19}$	124,65	0,425 (7 pts)
	90	$9,06 \cdot 10^{-32}$	204,47	0,420 (5 pts)
ST3	15	$4,01 \cdot 10^{-6}$	32,30	0,952 (6 pts)
	30	$6,28 \cdot 10^{-26}$	156,93	0,973 (8 pts)
	45	$7,80 \cdot 10^{-25}$	156,03	0,896 (10 pts)
	60	$7,28 \cdot 10^{-13}$	84,31	0,864 (8 pts)

3.3 Difficulté de mettre en évidence un écoulement latéral de l'eau

3.3.1 Position du problème

Les mesures tensiométriques, effectuées au cours de l'hiver 1979-1980 à l'emplacement de la station ST0, ont permis d'analyser plusieurs séries de profil de charge, en humectation et en ressuyage (MECHERGUI, VIEILLEFON, 1981). Les auteurs ont ainsi montré l'existence simultanée de 2 plans de flux nul, lorsque le sol se trouve dans des conditions hydriques particulières. Les plans de flux nul supérieur et inférieur constituent respectivement un plan de divergence des flux (flux évaporatif au-dessus et drainant au-dessous), et un plan de convergence d'un flux drainant au-dessus et d'un flux ascendant au-dessous (remontée capillaire) : on aurait ainsi, pour le profil étudié et à un instant donné, 3 zones de transferts hydriques. Ils constatent également que, lors d'une période sèche suffisamment longue, ces 2 plans semblent évoluer l'un vers l'autre pour aboutir à un profil d'évaporation. De petits épisodes pluvieux répétés, et entrecoupés par de courtes périodes sèches, font naître une succession de plans de flux nuls alternativement convergents et divergents.

Indépendamment de l'étude directe des profils de charge qui renseigne sur l'orientation des écoulements (selon un axe vertical), le calcul des flux par la méthode du bilan hydrique sur de longues périodes (1 mois environ), révèle l'existence de flux ascendants en profondeur (DAUDET, VALANCOGNE, 1976 ; MERCHERGUI, 1980).

Au niveau du plan de convergence des flux, on peut se demander ce qu'il advient de l'eau résultant du drainage et de la remontée capillaire. MECHERGUI et VIEILLEFON (1981) ont alors émis l'idée d'étudier simultanément plusieurs profils de charge, répartis en séquence sur la parcelle (d'amont en aval), afin d'observer un éventuel abaissement du plan de flux nul inférieur jusqu'à la nappe phréatique. Il serait alors légitime d'envisager à ce niveau un écoulement d'amont en aval jusqu'à cette nappe.

3.3.2 Les éléments apportés par la présente étude - Conclusion

.en conditions naturelles, on n'observe pas nettement de plan de flux nul convergent en ST0 mais seulement en ST2 et ST3; ce qui indiquerait :

- qu'un tel plan s'établit plutôt lorsque la nappe phréatique est assez proche;
- qu'il ne s'abaisse pas jusqu'à celle-ci.

.en irrigation, on note surtout le comportement singulier de la station ST0 au cours de la réhumectation. Une partie du profil semble rester en évaporation. On ajoutera que ce phénomène a également été remarqué en 1982 après les premières pluies automnales (la parcelle n'a pas été irriguée durant tout l'été).

L'interprétation de ces résultats et leur comparaison avec ceux obtenus en 1979-1980 réclame beaucoup de prudence, car les conditions expérimentales sont quelque peu différentes. Cependant, ils tendraient à ne pas vérifier l'hypothèse émise au paragraphe précédent.

D'autre part, la distance importante (environ 20 m), et la faible variation de la charge hydraulique (à une profondeur et à un instant donnés), déterminent un gradient de charge très faible entre deux stations. Par exemple, pour une variation maximale de -50 cm d'eau, on a un gradient de 0,025. En supposant une conductivité hydraulique de l'ordre de 0,5 mm/j, on peut estimer que le flux de Darcy moyen est de 0,0125 mm/j. Ce calcul, assez simpliste, indique néanmoins que, s'il existe effectivement un écoulement latéral au niveau de la séquence, il demeure relativement faible par rapport aux flux drainants mesurés en profondeur.

Une augmentation importante de la teneur en éléments fins au sein du profil, peut modifier localement l'écoulement gravitaire de l'eau et ainsi ralentir la réhumectation en profondeur (cas de la station ST0). Cependant, en présence d'un réseau développé de fentes de retrait (après une longue période de dessèchement), l'eau atteint les couches profondes, et l'humectation du sol se fait principalement au voisinage des fentes (FLORENTIN, 1982). La masse du sol, surtout si celui-ci est très sec, se réhumecte lentement (conductivité hydraulique très faible) à la faveur d'apports en eau suffisants.

3.4 Bilan hydrique

La zone non saturée peut être représentée schématiquement comme un système, à l'intérieur duquel la variation du stock d'eau ΔS exprime la différence entre l'eau qui y entre (apports par pluie P, irrigation I, ruissellement r, drainage oblique D_o ou remontée capillaire r_c) et l'eau qui en sort (pertes par évapo(transpi)ration $E(T)R$, ruissellement $-r$, drainage oblique $-D_o$ ou vertical $-D$).

L'équation générale du bilan hydrique s'écrit donc :

$$\Delta S = P + I \pm r \pm D_o - E(T)R - D + r_c.$$

DAUDET et VACHAUD (1977) signalent qu'il est extrêmement délicat d'établir un bilan hydrique précis lorsqu'on pratique des apports d'eau massifs, surtout sur un sol fortement fissuré, car les transferts d'eau, rapides et tri-dimensionnels, ne sont pas mesurables. L'existence d'un réseau de drainage et d'une nappe phréatique rendent également difficile l'évaluation des termes du bilan.

On sera donc très circonspect quant à l'interprétation des calculs qui suivent.

3.4.1 Conditions naturelles

En l'absence de ruissellement et si on néglige le drainage oblique, le bilan se simplifie :

$$\Delta S = P - ETR - D + r_c$$

. on a vérifié cette relation au § 2.3.3 du 3/3 au 13/4, juste après la pluie qui a été entièrement emmagasinée par le sol. Durant cette période il n'y a pas de remontée capillaire. Sur les autres stations, notamment en ST3, on obtient un résultat équivalent.

. en ST3, on a essayé d'évaluer la remontée capillaire à 90 cm par la relation $r_c = ETR + \Delta S$. Ce calcul est fait à partir du 30/3, date à laquelle on observe un plan de flux nul inférieur.

* du 30/3 au 13/4, en considérant une valeur moyenne de l'ETR journalière (2,8 mm/j) on obtient :

$rc = 39,2 - 35,6 = 3,6$ mm soit un flux hydrique à travers la cote 90 cm d'environ 0,26 mm/j.

* du 30/3 au 13/6, en calculant l'ETM à partir des valeurs du coefficient cultural K_c (ZNAZEN, 1983) et des valeurs de l'ETP soit mesurée soit calculée (Tableau 7), on a :

∠ avec l'ETP RIOU, $rc = 145,7 - 64,4 = 81,3$ mm
soit un flux ascendant de 1,1 mm/j

∠ avec l'ETP mesurée, $rc = 107,0 - 64,4 = 42,6$ mm
soit en moyenne 0,6 mm/j.

Ces calculs s'ils ne sont pas d'une grande rigueur (difficulté en particulier d'évaluer précisément l'ETR), indiquent cependant que les remontées d'eau par capillarité à partir de la nappe phréatique sont loin d'être négligeables au cours d'une longue période de sécheresse. On mesure les conséquences que cela entraîne en présence d'une nappe salée.

Le débit du drain, qui caractérise l'effet global de la dynamique de l'eau à l'échelle d'une partie de la parcelle, n'a pas pu être mesuré au moment de la pluie du 1 et 2 mars car le niveau de l'eau dans le fossé est monté subitement et a immergé la bouche de sortie du drain. On y a remédié en nettoyant le fossé envahi par les herbes et obturé par des éboulements de terre (passage de troupeaux).

Du reste, ce problème de l'entretien des fossés d'évacuation des eaux de drainage, que ce soit les gros collecteurs ou bien les fossés secondaires, est primordial si on désire que l'assainissement des terres soit véritablement efficace. Malgré les nombreux efforts déployés par l'OMVVM* pour exécuter ces travaux d'entretien, qui sont souvent difficiles, longs et onéreux, il est nécessaire de les réaliser actuellement sur ce secteur et ensuite de les renouveler régulièrement. Ceci demande bien évidemment une planification des opérations sur l'ensemble des périmètres irrigués de la basse vallée de la Méjerdah et il n'est pas toujours possible d'assurer une rotation suffisamment rapide.

* OMVVM : Office de la Mise en Valeur de la Basse Vallée de la Méjerdah

3.4.2 Période d'irrigation

C'est surtout l'imprécision sur les doses d'irrigation qui a rendu hasardeux l'établissement d'un bilan hydrique correct.

Estimation du drainage global

On a suivi les variations de débit du drain en 1982 (MONTOROI, 1983) et en 1983 (Fig. 18). Comme en 1982 après des pluies abondantes, on observe des pics de variation très nets du débit lors des irrigations.

On constate également que le débit revient systématiquement, que ce soit après une pluie ou une irrigation, à un niveau de base correspondant environ à 0,35 - 0,40 l/s. Sachant que la profondeur du drain est d'environ 1,40 m, on imagine que la nappe, située à 1 m au niveau de ST3, joue ici un rôle particulier. Elle alimente le drain, dans la partie basse de la parcelle, tout au long de l'année.

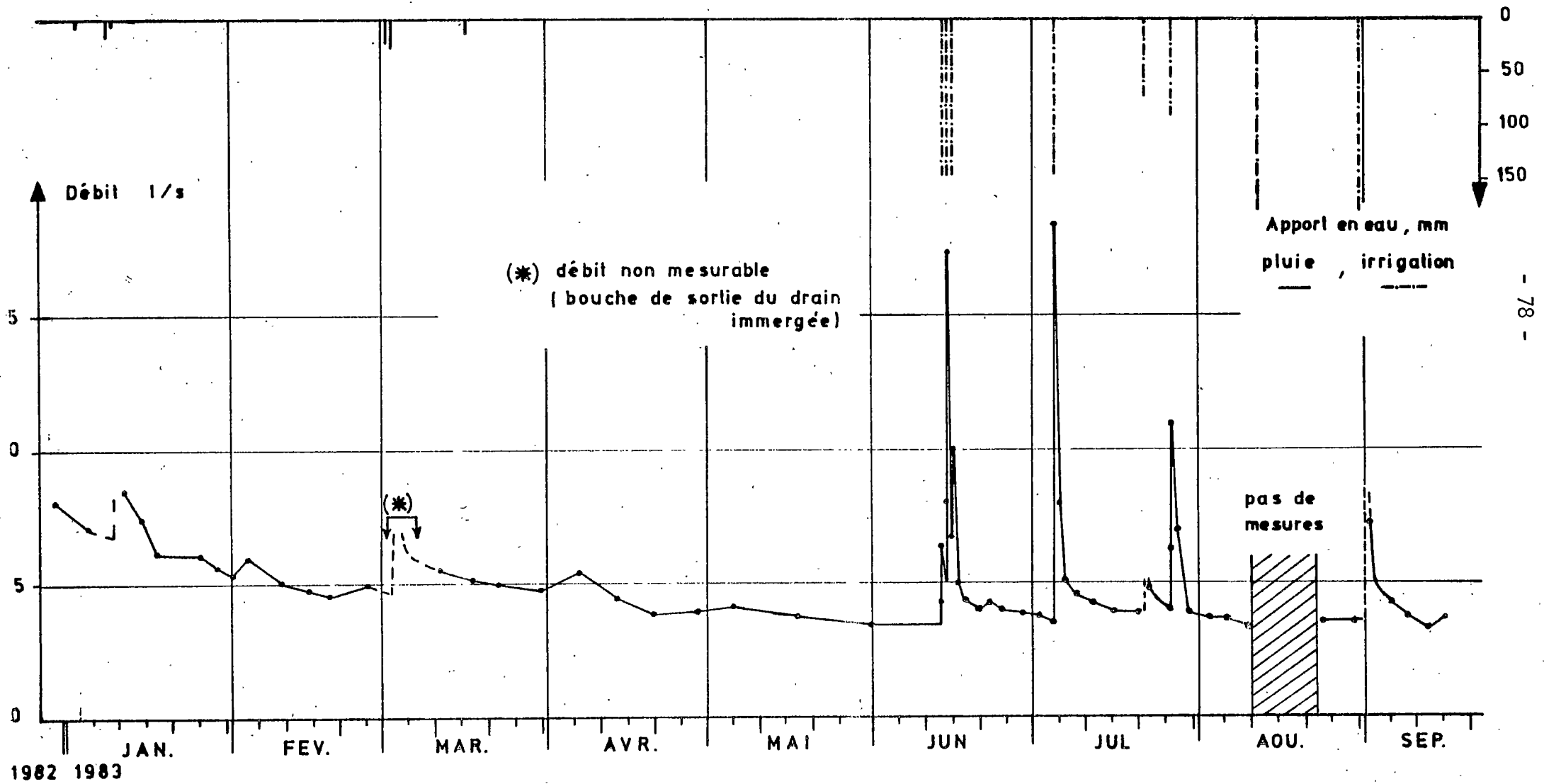
En considérant ce niveau de base comme niveau de référence, afin d'éliminer l'influence de la nappe phréatique, on peut déterminer le volume d'eau drainé sur un certain intervalle de temps (entre deux apports d'eau par exemple) : on calcule l'intégrale par rapport au temps de la fonction débit (t), en évaluant, sur l'intervalle de temps choisi, la surface comprise entre la courbe débit (t) et le niveau de base (débit = 0,35 l/s). Pour cela, on a employé la méthode planimétrique, qui se révèle assez précise. Les volumes, exprimés en litres ou en m³ sont transformés en mm (Tableau 13).

Tableau 13

Période	Débit de pointe		Volume drainé	
	l/s	l/s/ha	m ³	mm*
4/7 - 21/7	1,84	9,2	85,2	42,6
26/7 - 11/8	1,12	5,6	59,6	29,8

* la surface irriguée correspond à 0,2 ha - 1 mm équivaut à 10 m³/ha

Fig. 18 Evolution dans le temps du débit des eaux de drainage



FLORENTIN (1982) indique, sur des sols également très argileux (pélosols lorrains), des valeurs de débit de pointe très voisines avec des courbes débit (t) d'allure similaire.

Le drainage ainsi évalué correspond à l'eau effectivement interceptée par le drain. Or, avec un sol fissuré et des apports massifs, une partie de l'eau s'écoule directement en profondeur et contribue à la recharge de la nappe phréatique.

En remarquant que la teneur en eau ne varie pratiquement pas sous la cote 90 cm, on peut calculer à cette cote un stock moyen résultant des mesures faites sur les stations ST1, ST2 et ST3.

Ainsi, avant et après l'apport du 4/7 (96 mm après correction, cf. § 2.3.3), la variation de stock est de 50 mm et les pertes en eau s'élèvent à 46 mm, valeur sensiblement voisine de celle obtenue localement en ST0 (50,3 mm). Ensuite du 4/7 au 20/7, le drain évacue un volume d'eau à peu près équivalent 42,6 mm.

La connaissance du terme drainage permet d'estimer l'évaporation réelle (le sol est nu) : $ER = I - D - \Delta S$. Le terme irrigation étant très imprécis, on effectue ce calcul pendant la phase de redistribution :

$$ER = - D - \Delta S$$

Du 4/7 au 20/7 le sol est soumis à une évaporation réelle de 40,9 mm (- 42,6 + 83,5) soit 2,6 mm/j. Cette valeur, relative à une partie de la parcelle, est inférieure à celle calculée en ST0 (2,94 mm/j).

CONCLUSION

L'étude de la dynamique de l'eau sur le site d'El Habibia met en relief plusieurs points :

- l'étalonnage de terrain de la sonde à neutrons a été rendu caduque par l'emploi d'un appareillage désuet. Indépendamment de cet aspect matériel, la faible variation de la teneur en eau du sol empêche de réaliser cet étalonnage rapidement, à moins de se référer directement à un étalonnage théorique. L'influence de la fissuration du sol a été minimisée et n'en demeure pas moins une inconnue.

- on n'a pu déterminer les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ d'une manière relativement précise, que dans les 60 premiers centimètres. La caractérisation hydrodynamique au laboratoire sur échantillons non perturbés semble être à ce titre une option intéressante, qui s'accorde assez bien avec la réalité du terrain (RIEU, 1976 ; BOUSNINA, 1984).

- le calcul du bilan hydrique est rendu difficile par suite de l'indétermination, plus ou moins grande, qui existe sur certains termes composant ce bilan :

- . les quantités d'eau réellement infiltrées au cours des irrigations dépendent du mode d'irrigation et de l'état d'humectation initial du sol.
- . la remontée capillaire à partir de la nappe phréatique n'est pas négligeable, surtout sur de longues périodes de dessèchement.
- . la fissuration du sol crée, lors d'apports massifs, des zones d'écoulement rapides, réparties de façon hétérogène.
- . possibilité de transferts latéraux par le réseau de drainage.
- . l'écoulement du drain, permettant une estimation du drainage global, est perturbé dans la partie basse de la parcelle, par la nappe phréatique.

- la généralisation à l'échelle de la parcelle des résultats obtenus ponctuellement en 4 sites est très aléatoire. Le comportement hydrique particulier de la station ST0, fortement lié à l'hétérogénéité spatiale du sol, l'atteste.

Pour cela une prospection préalable, orientée vers l'étude de la variabilité spatiale des mesures de la teneur en eau, doit décider du degré de représentativité de tel ou tel site de mesure à l'échelle souhaitée. Les études menées à Medjez El Bab (RUELLE et al., 1983) et dans la plaine du Mornag (VACHAUD et al., 1982) sont riches d'enseignement mais n'ont pas forcément valeur d'arguments généraux.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUSNINA (H.) - 1984 - Comparaison de différentes méthodes d'étude des propriétés hydrodynamiques d'un sol à texture fine. Mém. fin études, INA Tunis, 134 p. et annexes.
- DAUDET (F.A.), VALANCOGNE (C.) - 1976 - Mesure des flux profonds de drainage ou de remontées capillaires. Leur importance dans le bilan hydrique. Ann. Agron., 27(2), 165-182.
- DAUDET (F.A.), VACHAUD (G.) - 1977 - La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. Ann. Agron., 28(5), 503-519.
- FLORENTIN (L.) - 1982 - Contribution à la connaissance des sols hydromorphes et apparentés de Lorraine et de leurs réponses au drainage. Thèse Doct. 3ème cycle Sci. Agron., I.N.P.L. Nancy, 157 p.
- HILLEL (D.) - 1974 - L'eau et le sol. Principe et processus physiques. Ed. Vander, 288 p.
- JOURDAN (O.) - 1982 - Tensiométrie. Cours ronéo., 47 p.
- MECHERGUI (M.) - 1980 - Etude dynamique de l'eau dans le sol dans les conditions naturelles par les méthodes tensiométrique et neutronique. Mém. fin études, INA Tunis, 129 p. et annexes (doc. à part).
- MECHERGUI (M.), VIEILLEFON (J.) - 1981 - Utilisation des méthodes neutronique et tensiométrique pour l'étude du régime hydrique en sol non saturé en présence d'une nappe peu profonde. Bull. GFHN, 10, 29-52.
- MONTOROI (J.P.) - 1983 - Etude de la dynamique de l'eau et des sels sur une séquence de sol argileux de la basse vallée de la Medjerda (secteur d'El Habibia). Rapport de la campagne 1981-1982. DRES-ORSTOM, Tunis, ES 207, 49 p., 1 plan et annexes.

- MOUGOU (R.) - 1978 - Estimation de l'évapotranspiration potentielle.
Cas de la Tunisie. Inst. Nat. Météo. Tunis, 54 p.
- RIEU (M.) - 1978 - Eléments d'un modèle mathématique de prédiction
de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders
du Tchad. Thèse Doct. Spéc., Toulouse, 134 p.
- RIOU (C.) - 1979 - Evapotranspiration potentielle et bilans hydriques en
Tunisie. Doc. ronéo., 16 p.
- RIOU (C.) - 1980 - Une formule empirique simple pour estimer l'évapo-
transpiration potentielle en Tunisie. Doc. ronéo., 12 p.
- RUELLE (P.), AOUINA (M.S.), VAUCLIN (M.), VACHAUD (G.) - 1983 -
Bilan hydrique sous cultures par mesures tensiométriques,
neutroniques et gravimétriques. I - Campagne agricole 1981-82 :
culture d'orge. ESIER-IMG, Medjez El Bab, 76 p.
- VACHAUD (G.), DANCETTE (C.), SONKO (S.), THONY (J.L.) - 1978 -
Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol
non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue
de la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. Agron.,
29(1), 1-36.
- VACHAUD (G.), LATY (R.), VAUCLIN (M.), CHAABOUNI (Z.), EL AMANI (S.) - 1982 -
La station hydroclimatologique du Mornag. N° 3 - Estimation
de la consommation hydrique d'une culture de blé en sec à l'échelle
de l'hectare. CRGR / CNRS - IMG, Tunis / Grenoble, 58 p. et
annexes (doc. à part).
- VALLÉS (V. et A.M.) - 1982 - Etude méthodologique des transferts d'eau
et des sels dans un monolithe de sol argileux. 2ème partie :
Caractérisation hydrodynamique et modélisation des transferts
d'eau. DRES - ORSTOM, Tunis, ES 199, 47 p.
- VIEILLEFON (J.), ZANTE (P.) - 1981 - Etude du régime hydrique et de la
salure en périmètre irrigué sur sol gypseux salé. Compte rendu
de la campagne de mesures 1979-1980. DRES - ORSTOM, Tunis,
ES 190, 101 p.
- ZNAZEN (S.) - 1983 - L'utilisation des eaux usées en irrigation dans un
sol salin. Création d'un périmètre irrigué expérimental à Draa
Tammar (Kairouan). Mém. fin études, INA Tunis, 182 p. et annexes.